

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Полянский Степан Андреевич

**Высотно-экспозиционные особенности и динамика многолетних наледей
Юго-Восточного Алтая**

Выпускная квалификационная работа

Магистерская диссертация

Научный руководитель:
д.г.н., проф. Д.А. Ганюшкин

Рецензент:

Санкт-Петербург
2018

Содержание

Введение.....	3
Глава 1. Теоретические основы и история исследований наледей.....	5
1.1. Сущность наледообразования и классификация наледей.....	5
1.2. Факторы динамики наледей.....	12
1.3. История исследований наледей.....	17
Глава 2. Физико-географическая характеристика района исследования.....	24
2.1. Географическое положение.....	24
2.2. Геологическое строение.....	25
2.3. Геоморфологическое строение.....	30
2.4. Климат.....	33
2.5. Гидрология.....	39
2.6. Растительный и почвенный покров.....	42
Глава 3. Изменения наледей, реконструированные по трем временным срезам (1966, 2000, 2014 годы).....	46
3.1. Особенности локализации наледей на 1966, 2000, 2014 годы.....	46
3.2. Динамика наледей в 1966-2014 годах и ее факторы.....	52
3.3. Выводы о высотно-экспозиционных особенностях и динамике многолетних наледей района исследования.....	58
Заключение	60
Литература	62

Введение

Актуальность полномасштабного исследования криогенных явлений природы Юго-Восточного Алтая обусловлена недостаточным количеством информации и дефицитом работ о динамике наледей и взаимосвязанными с этим явлениями и процессами. Динамика наледей зависит от большого количества разнообразных внутренних и внешних факторов, поэтому исследование пространственного распространения наледей и изменчивость их в различные периоды дает возможность выявить степень влияния внутренних и внешних факторов и их взаимосвязь друг с другом. Важность исследования наледей продиктована необходимостью дополнения целостной компонентной картины данного региона, позволяющего в дальнейшем перейти к уточненным и более достоверным оценкам и прогнозированию событий прошлого и развития возможных неблагоприятных природных процессов в будущем, а также степени реакции компонентов природы на антропогенное воздействие.

Цель настоящего исследования заключается в воспроизведении пространственной картины наледей Юго-Восточного Алтая на его ключевом участке – горном массиве Монгун-Тайга – по трем временным срезам (1966, 2000 и 2014 годы), локализация и сравнение наледей, а также анализ их изменчивости.

Задачи по достижению поставленной цели заключались в следующем:

- подбор, изучение и анализ литературы и картографических материалов по району исследования;
- составление карты распространения наледей по состоянию на 1966, 2000 и 2014 годы на основе космических снимков и аэрофотоснимков;
- составление каталога наледей на 1966, 2000 и 2014 годы с использованием справочных данных, а также имеющегося и составленного картографического материала;
- определение характера формирования наледей в определенных годы;
- определение мест локализации наледей;
- анализ причин локализации наледей в определенных местах;
- выявление причин динамики наледей и изменчивости их параметров;
- сопоставление изменений наледей с изменениями других ландшафтных компонентов района исследования и определение степени взаимосвязи с ними.

Решение указанных задач осуществлялось с применением геоинформационной системы MapInfo, а подбор информации и оформление каталогов производились с

помощью продуктов в составе Microsoft Office: Microsoft Excel, Microsoft Word, Microsoft Paint и др.

Подготовка данной магистерской диссертации осуществлялась с использованием данных, полученных студентами и преподавателями СПбГУ в ходе экспедиций, большим количеством литературных материалов, общегеографических и тематических карт, а также ряда электронных источников информации в сети Интернет, ко всем из которых имеется открытый доступ: картографических веб-сервисов Яндекс.Карты и Google Maps, банка данных снимков SRTM на сайте Геологической Службы США, онлайн-сервиса хранения карт в электронном виде Маршруты.ру, а также ресурсов ВНИИ Гидрометеорологической Информации – Мирового Центра Данных.

Выпускная квалификационная работа состоит из введения, 3 глав, заключения, списка литературы и приложений. Список литературы включает 26 наименований. Общий объем работы составляет XX страниц, включая 11 рисунков и 4 таблицы.

Глава 1. Теоретические основы и история исследований наледей

1.1. Сущность наледеобразования и классификация наледей

Для районов распространения многолетнемерзлых пород одной из характерных природных особенностей территории является широкое распространение наледей, представляющих собой слоистый ледяной массив или корку льда на поверхности земли, льда или инженерных сооружений, образовавшиеся при замерзании периодически изливающихся природных или техногенных вод. Налееобразование является одним из результатов проявления своеобразных природных условий территории, на которой распространены многолетнемерзлые породы. При этом наледи, как часть географической среды, оказывают влияние на природную среду и играют существенную роль в жизни человека.

Распространение, наледей увеличивается к полярным районам, а также с возрастанием абсолютной высоты вплоть до снеговой линии. Наледные процессы наиболее активны в районах прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород с резко расчлененным рельефом. *(Поморцев, 2010)* Здесь они активно воздействуют на структуру ландшафтов, трансформируют микроклимат, почвенный покров, рельеф, растительность, перераспределяют ресурсы поверхностных и подземных вод, тепловой и химический сток, изменяют состав и строение подстилающих горных пород. Наледи затрудняют освоение территории, особенно при строительстве дорог, и поэтому требуют создания способов борьбы с ними. Разработке противоналедных мероприятий предшествует изучение наледной опасности путем наледных съемок территории, исследований на наледных полигонах, гидрометеорологических станциях и постах. *(Наледи..., 2016)*

Причинами формирования наледей являются: 1) естественная гравитационная разгрузка бассейнов подземных вод; 2) колебание расходов подледных водных потоков; 3) промерзание водоносных систем с образованием криогенного напора; 4) водопритоки на охлажденные берега в результате периодических и непериодических приливов; 5) таяние снега и льда в условиях частого перехода температур воздуха через 0°C; 6) приложение внешних нагрузок на ледяной покров; 7) осаждение на какую-либо твердую поверхность водяных брызг, капель переохлажденного дождя, мороси или тумана; 8) сброс промышленных и бытовых вод в холодный период года. *(Алексеев, 1976, 1978, 2007)*

Налееобразование – сложный гидрогеофизический процесс, реализующийся в определенных условиях природной среды и пока еще не изученный в достаточной

степени. Процесс формирования наледей разных типов и видов имеет множество специфических черт, но общей закономерностью для генезиса и механизма всех наледей является дискретность их развития во времени и в пространстве. Кроме этого, отличительным признаком наледей от природного льда других типов является слоистая структура льда. Для возникновения и дальнейшего развития наледи необходимы источник воды и возможности периодического появлению водной массы на каком-либо твердом основании (земной поверхности, льда, инженерных сооружений и др.); при отсутствии одной из этих причин образуются льды других генетических типов. Объем наледного льда определяется величиной наледного питания, прерывистостью (степенью дискретности) наледообразующего потока, запасами холода и продолжительностью периода возможного наледообразования — интервалом времени, в течение которого может осуществиться намораживание воды. (*Наледи...*, 2016)

Процесс формирования наледи определяется режимом взаимодействия наледообразующих вод с областью отрицательных (эвтектических) температур. Под физической сущностью наледообразования следует иметь в виду совокупность всех сторон развития и связей процессов намораживания воды на поверхности твердого тела. Наледообразование — сложный теплофизический процесс взаимодействия жидкости, газа и твердого вещества. Перед промерзанием наледная вода отдает свое тепло окружающему пространству и охлаждается до 0°C. Дальнейший теплообмен в системе воздух—вода—лед в условиях квазистационарного режима протекает по одной из следующих схем: 1) при двухстороннем отводе тепла, 2) при односторонней отдаче тепла от воды в воздух или от воды в основание. В природных условиях преобладает первый тип теплообмена, при котором переход наледообразующего слоя в твердое состояние сопровождается излиянием воды на поверхность образующейся ледяной корки, ее деформацией или взрывом промерзающей водоносной системы. Это одна из специфических черт развития наледных процессов, не характерная для других типов льдообразования. (*Алексеев, 1976, 1987*)

Наледообразованию всегда предшествует возникновение базисного ледяного слоя на поверхности воды, почв, горных пород или инженерных сооружений. В зависимости от особенностей поступления воды к базисному слою различают три типа наледообразования: волновой, брызговой (капельный) и свободный напуск. Волновое наледообразование — аккумуляция льда на охлажденных берегах водоемов, водотоков и конструкциях гидротехнических сооружений в результате периодического набегания речной, озерной или морской воды. Брызговое наледообразование — это замерзание капельно-жидкой воды (в том числе переохлажденной), находящейся во взвешенном

состоянии, выпадающей в виде дождя, мороси, тумана или в результате набрызга во время прибоа, дробления водяных струй, при ветровом волнении и штормах и пр. Напускное наледеобразование — это процесс кристаллизации воды, изливающейся в виде свободных безрусловых потоков из замкнутых или полужамкнутых природных и антропогенных систем. (Алексеев, 1987, 2007)

Подавляющее число наледей имеет гидрогенный генезис и приурочено к долинам малых рек с длиной водотока не более 50 км, редко 50-100 км. В геоморфологическом аспекте образование наледей связано с участками русел, где наблюдаются каменистые перекаты, резкие повороты и суженные участки, мелкие островки, разбивающие русло на систему узких протоков с малыми глубинами, скальные выступы, стесняющие русло с боков, порожистые участки, резкие уменьшения уклона дна, глыбовые навалы и отдельные валуны. (Шепелев, 2016) Зачастую наледи образуются в устьевых частях рек или местах слияния нескольких русел. Большинство наледей образовано на малых реках с расширенными многорукавными руслами, либо в пролювиальных дельтовидных конусах выноса с рассредоточенным веерообразным стоком. Подвержены наледеобразованию и низкие поймы с заболоченными ландшафтами и рассредоточенными выходами грунтовых вод. (Алексеев, 2007)

Невзирая на приуроченность подавляющего большинства наледей к водным объектам, питание наледей, как правило, смешанное. Значительная часть наледей образована в местах выходов в русловой и подрусовой поток нисходящих и восходящих подземных вод, нередко со значительным напором. Свидетельством подземного питания гидрогенных наледей являются грифоны и наледные бугры в теле наледей. Нередко наледные тела приурочены к тектоническим зонам с повышенной разгрузкой подземных вод через разломы и трещины. (Алексеев, 1978, 2007)

В широкой географической трактовке существование природных систем криолитозоны на современном этапе их исторического развития обеспечивается в некоторой степени образованием одного из элементов этих систем — наледей. Сложная система прямых и обратных связей природной среды и наледей свидетельствует о сочетании наледями одновременно качества следствия и причины гидрогеотермических процессов в суровых условиях климата. Иными словами, наледи являются специфичной формой оледенения территории многолетней мерзлоты с преимущественно сезонным характером, развитие которых тесно связано с другими формами оледенения и отражает термодинамическое состояние криосферы как водообменной системы. Эти достаточно общие закономерности наледных

явлений реализуются особым образом при формировании наледей разных типов и видов. (Алексеев, 1978, 2012)

В вопросе классификации наледей, несмотря на большое количество литературного материала и почти двухвековой период их изучения, оживленные дискуссии продолжаются и по настоящее время. Исходя из опыта изучения наледей и сопутствующих им явлений, наибольшую ценность имеет классификация наледей по происхождению (типу) наледеобразующих вод. Попытки вскрыть генетическую сущность наледеобразования предпринимались еще с середины XIX века, но лишь к 1932 г. первую четкую генетическую классификацию наледей разработал гидрогеолог и мерзлотовед Н.И. Толстихин. Сравнение друг с другом созданных в дальнейшем различных классификационных схем демонстрирует их значительную схожесть друг с другом, в большинстве случаев отличие заключено лишь в дробности деления основных таксономических единиц - наледей поверхностных и подземных вод.

Важно отметить построение практически всех классификаций на основе определения наледи как льда, сформировавшегося на поверхности земли, почвы или льда водоемов и водотоков, а не воды на льду, что лишний раз подтверждает правомерность отнесения наледей в комплекс гляциальных явления. Примечателен и факт учета отсутствия фактической зависимости физической сущности наледных процессов (замерзание воды на льду, метаморфизм и разрушение льда) от происхождения наледеобразующих вод, что отражается в постепенном увеличении в классификационных схемах числа видов наледных массивов, образовавшихся за счет намерзания вод различного происхождения (талых снеговых, ледниковых, сточных, бытовых, техногенных и пр.). Важны причина и форма поступления исходного материала к плоскости намерзания, поэтому на основе этих фактов при построении классификации наледей можно выделить столько типов наледного льда, сколько существует в природе генетических типов воды. Разнообразие типов природных вод, их специфические свойства и циркуляция по особым каналам, связывающим отличные друг от друга системы, выводит их к плоскости намораживания с последующим формированием существенно отличающихся, но генетически однородных образований. В большинстве случаев различия этих образований эти сводятся к несоответствию формы и размеров ледяных тел. (Алексеев, 1978, 2007)

Известным советским географом и гляциологом В.Р. Алексеевым при изучении наледей и решении проблемы их четкой классификации учитывалось множество особенностей, в том числе и поясненные в предыдущем абзаце. Основываясь на них и в соответствии с основными классификационными признаками, он разработал

собственную обширную классификацию в 1978 году, в которой разделил наледи на ряд групп:

I. По типу наледообразования:

- а) волновые;
- б) брызговые;
- в) напускные;

II. По происхождению наледей:

1. Естественные:

- а) природные;
- б) биогенные;
- в) бытовые;
- г) зоогенные;
- д) гомогенные;
- е) гетерогенные;
- ж) смешанные;

2. Антропогенные;

3. Техногенные или производственные;

4. Искусственные, т.е. созданные по желанию человека;

III. По типу наледообразующих вод:

1. подземных вод:

- а) грунтовых;
- б) ключевых;
- в) надмерзлотных;
- г) подмерзлотных;
- д) межмерзлотных;
- е) пресных;
- ж) солоноватых;
- з) соленых;
- и) рассольных;

2. поверхностных вод:

- а) речных;
- б) озерных;
- в) морских;
- г) ледниковых;
- д) талых;

е) талых снеговых;

3. атмосферных вод:

а) дождевых;

б) облачных;

в) конденсационных;

4. бытовых вод;

5. сточных вод;

6. промышленных;

7. смешанных вод и др.;

IV. По местоположению:

1. водораздельные;

2. склоновые;

3. откосные;

4. косогорные;

5. логовые;

6. нагорные;

7. долинные;

8. террасовые;

9. русловые;

10. пойменные;

11. береговые;

12. устьевые;

13. речные;

14. озерные;

15. морские;

16. ледниковые;

17. подземные:

а) пещерные;

б) грунтовые;

18. субаквальные;

19. ледниковые;

20. притрассовые;

V. По отношению к поверхности земли:

1. поверхностные или субаэральные;

2. наземные;

3. подземные или погребенные;

4. надземные:

а) атмосферные;

б) аэральные;

VI. По времени формирования и развитию:

1. осенние;

2. зимние;

3. зимне-весенние;

4. весенние;

5. весенне-летние;

6. сезонные;

7. кратковременные;

8. перелетовывающие:

а) летующие;

б) перелетки;

9. многолетние;

10. постоянные;

11. ископаемые;

12. деградирующие;

13. мертвые;

14. живые;

15. мокрые;

16. сухие;

17. развивающиеся;

18. современные;

19. стабильные;

VII. По форме и строению:

1. простые;

2. сложные;

3. плоские;

4. удлиненные;

5. овальные;

6. изометрические;

7. выпуклые;

8. вогнутые;

9. лопастные;

10. наледи-каскады;

11. наледи-лужи;

12. наледи-покровы;

13. наледи-потоки;

VIII. По размерам (в м²):

1. очень мелкие (до 10³);

2. мелкие (10³—10⁴);

3. средние (10⁴—10⁵);

4. крупные (10⁵—10⁶);

5. очень крупные (10⁶—10⁷);

6. гигантские (более 10⁷);

IX. По степени опасности:

1. опасные;

2. неопасные;

3. потенциально опасные. (Алексеев, 1978, 2007)

1.2. Факторы динамики наледей

Наледные явления – сезонное явление, приуроченное к зимнему периоду года. Режим формирования наледей в зимний период, как уже говорилось, дискретен, поскольку речные, грунтовые и подземные воды пульсирующим излиянием поступают на поверхность. Эти излияния могут происходить в разных частях наледи, хотя, как правило, основное водоизлияние происходит в одних и тех же местах. Замерзая, излившаяся вода формирует слоистое наледное тело. Наледи речных вод разрушаются в сравнительно короткие периоды весеннего половодья, с ледоходом или без него. Крупные наледи подземных вод и особенно наледи в горах могут быть многолетними, не стаивая полностью в течение теплого сезона года. Размеры наледей изменяются от года к году, в зависимости от гидрометеорологических условий осеннего и зимнего сезонов. (Наледи..., 2016)

Границы распространения наледей по территории России точно выделить практически невозможно, поскольку различные типы и виды наледей встречаются не только в районах распространения многолетнемерзлых пород, но и в районах глубокого сезонного промерзания почв, грунтов, горных пород. Поскольку распространенность наледей определяется комплексом природных условий,

распределение их по территории чрезвычайно неравномерно. Хотя в целом можно отметить, что распространение наледей по территории подчиняется широтной зональности и высотной поясности в соответствии с общими закономерностями зональных изменений природных условий. (*Завадский, 2013*)

Динамика наледей заключается в порядке формирования, развития и разрушения ледяных массивов и корок льда наледного происхождения, выраженном в изменении объема питания наледей и наледного стока, интенсивности процессов кристаллизации воды, трансформации и таянии наледного льда во времени и пространстве. Говоря иначе, это ход развития ледяных массивов и корок льда при послойном намораживании воды, выражаемый в изменении во времени и пространстве объема, площади, мощности и др. характеристик наледного льда. (*Верхотуров, 2011*) Динамика наледей характерна для ледяных тел любой размерности и находится в зависимости от типа источников наледообразования, местоположения поверхности намораживания, гидроклиматических условий и ресурсов и пр. Выделяется несколько типов динамики наледей:

- а) сезонная - в течение одного или нескольких сезонов года;
- б) многолетняя - из года в год;
- в) вековая - на протяжении сотен и тысяч лет. (*Алексеев, 2007, 2015*)

В жизни каждой наледи вне зависимости от ее происхождения выделяются три стадии — формирование, стабилизация и разрушение. Продолжительность каждой стадии определяется двумя основными факторами: 1) термодинамическим состоянием приконтактного слоя воздуха и подледного ложа; 2) режимом наледного питания и удельным объемом наледного стока. При неограниченных запасах наледообразующих вод размеры наледей тем больше, чем длиннее период устойчивых отрицательных температур воздуха. В природе возможен случай, когда процесс наледообразования протекает с минимальными перерывами в течение всего года, например, при высачивании воды в охлажденные полости горных пород. Если запасы наледообразующих вод небольшие, а ресурсы холода огромны, например в Антарктиде, продолжительность периода стабилизации наледей во много раз превышает периоды их формирования и разрушения, вместе взятые. В умеренных климатических условиях продолжительность всех трех периодов развития наледных явлений может быть примерно одинакова. (*Алексеев, 1978, 2007, 2016*)

Развитие наледных процессов протекает в строго определенных интервалах времени, ограниченных в общем случае датами или моментами перехода температуры воздуха через 0°C. Наледный период с некоторыми допущениями аналогичен

характеру развития обледенения, являясь совокупностью отрезков времени замерзания наледеобразующих вод, метаморфизации и разрушения наледного льда. Длительность наледного периода может измеряться от десятков минут (изморозь, град) до сотен тысяч лет (наледы пещерные, наложенный лед, наледы многолетние). Рост наледей начинается в ноябре – декабре. Наиболее интенсивное развитие наледей связано с условиями их питания и происходит во второй половине зимы - период максимальной активизации обычно приходится на январь – март. Процесс деградации наледы начинается в апреле и заканчивается в мае – июне. Наибольшая интенсивность таяния наблюдается в начальный период. (Алексеев, 1978, 2007, 2013)

Как правило, в году выделяются 4 характерных периода времени:

I. Период неустойчивого формирования наледей (между датой первого осеннего заморозка и моментом перехода температуры воздуха через 0°);

II. Период устойчивого наледеобразования (между крайними датами с положительными температурами воздуха зимой);

III. Период неустойчивого разрушения наледей (между первой и последней датами перехода температуры воздуха через 0° весной);

IV. Период устойчивого разрушения наледей (от даты последнего весеннего заморозка до полного разрушения ледяного массива). (Алексеев, 1978, 2007, 2013)

В период неустойчивого наледеобразования из-за небольших запасов холода развитие процессов послойного намораживания воды ограничено. Формирование наледей в это время происходит преимущественно ночью на нефилтрирующих поверхностях твердых тел с высокой теплопроводностью, а образованные при этом корки льда имеют мощность 1—5 см и, как правило, исчезают с восходом солнца. Местами, преимущественно в горах, процессы наледеобразования активизируются вследствие активного испарения пленок и капель воды в результате сильных и холодных ветров. В этом случае возникают ледяные сталактиты на карнизах инженерных сооружений и на береговых обрывах, у падающих водотоков формируются массивы брызгового гололеда, а на обнаженных скалах — сплошные корки покровного льда. Продолжительность периода в умеренных и высоких широтах в среднем составляет 20—25 дней, а время его наступления зависит от географической широты и абсолютной высоты местности. (Алексеев, 2007)

Период устойчивого наледеобразования характеризуется высокими способностями к послойному намораживанию воды. В начале периода происходит намерзание, главным образом, талых снеговых и атмосферных вод, причем стадии формирования ледяных корок и сталактитов часто сменяются стадиями их полного или

частичного разрушения при радиационных и адвективных оттепелях. Дальнейшее понижение температуры приводит к тому, что возникшие ледяные структуры оказываются погребены под снегом и стабилизируются до весеннего потепления. В южных и приморских районах эта стадия может многократно прерываться процессами повторного гололедообразования. Формирование наледей подземных вод обычно начинается при средних суточных температурах воздуха ниже -5°C , когда поверхность горных пород основательно промерзает. Если запасы наледеобразующих вод небольшие, процессы намерзания прекращаются быстро и возникшие ледяные массивы в дальнейшем находятся долгое время в стадии покоя, что зачастую характерно для районов с мощной толщей вечной мерзлоты, где запасы надмерзлотных вод лимитируются небольшой глубиной сезонно-талого слоя. Крупнодебитные источники подземных вод обеспечивают наледеобразование в течение всего холодного периода года или значительной его части. В начальный период формирования наледей подземных вод прирост их площади в среднем в 2—2,5 раза больше прироста объема. В середине зимы интенсивность роста указанных параметров выравнивается, а в конце зимы прирост объема наледей примерно в 3 раза превышает прирост их площади. (Алексеев, 2007)

Развитие и изменение наледей речных вод в период устойчивого наледеобразования неоднородно, имея следующие особенности, выявленные по режимным наблюдениям:

- 1) вероятность и продолжительность образования речных наледей в целом увеличиваются к середине зимнего периода, а затем убывают к его концу;
- 2) максимальные значения вероятности и длительности образования речных наледей отмечаются в декабре — январе на реках с водосборной площадью менее 500 км^2 , в феврале — марте на реках с площадью водосбора от 500 до 10000 км^2 и в начале зимы — на реках с водосборной площадью более 10000 км^2 ;
- 3) между месячными значениями вероятности образования речных наледей и продолжительностью их развития существует прямая линейная связь — с началом таяния снега прирост наледей существенно активизируется за счет аккумуляции талых снеговых вод; соответственно, в более суровых условиях наледеобразование заканчивается в первой половине зимы вследствие раннего перемерзания рек. (Алексеев, 1978, 2007)

Период неустойчивого разрушения наледей характеризуется попеременным намораживанием воды и постепенно увеличивающимся соотношением в свою пользу таянием льда. Ледяные массивы небольшой мощности разрушаются значительно

раньше наступления периода устойчивых положительных температур воздуха при способствовании активной солнечной радиации и потоков талых снеговых вод. Однако в указанный период часто наблюдается возврат глубоких и продолжительных холодов на срок 15-45 дней, что определяется местоположением объекта, вследствие чего на реках и озерах образуется ледяная толща с прослоями талой воды. Даты начала и конца этого холодного периода также зависят от широты и абсолютной высоты местности. (Алексеев, 2007)

Период устойчивого разрушения наледей проходит в теплую часть года и влияет только уже на наиболее крупные сохранившиеся массивы льда, которые в течение этого периода прорезаются водными потоками, расчлняются на отдельные глыбы и постепенно стаивают под лучами солнца или иногда выносятся речными водами за пределы участков наледообразования. Режим наледной деструкции во многом зависит от положения ледяного массива в рельефе местности, а также от условий затенения, состава, строения льда и прочих факторов. Монолитная и залегающая относительно ровно наледь разрушается сравнительно медленно, испытывая в основном влияние теплового и радиационного воздействия. При этом отмечается практически синхронное уменьшение объемов и площадей ледяных массивов. При омывании наледи водными потоками последние активно эродируют ее поверхность, разрыхляя кристаллы льда, подмывая и обрушая ледяные глыбы. В конце концов, объем наледи резко сокращается и вскоре она исчезает. Наледный покров на средних и крупных реках обычно разрушается и вовсе еще в период ледоходов. (Алексеев, 2007)

Несколько выделяются своими особенностями режимы наледей на берегах водоемов и морей, а также наледей атмосферных вод. На берегах морей и крупных водоемов наледи формируются сразу с установлением устойчивых морозов до начала ледостава. Вблизи незамерзающих участков акватории создаются благоприятные возможности для подпитывания наледей в течение всего зимнего периода, то есть интенсивность наледообразования здесь тесно связана с температурой воды и воздуха, а также со скоростью ветра и волнением на поверхности водоема или моря. (Алексеев, 2007)

Режим наледей атмосферных вод, формирующихся на летательных аппаратах, аэрозольных частицах и на поверхности земли с градом и гололедом, существенно отличается от режима других образований, так как определяется прежде всего циркуляцией влагопереносящих воздушных потоков и их температурной стратификацией, при этом важное значение имеет степень переохлаждения

осаждающихся капель воды. Однако структура процессов трансформации наледного льда этого типа подобна наледям поверхностных и подземных вод. (Алексеев, 2007)

Крайне важно подытожить обсуждение факторов динамики наледей упоминанием о решающей роли двух характеристик наледных процессов, а именно их пространственная приуроченность и унаследованный характер режима наледи. В большинстве случаев наледи образуются ежегодно на одних и тех же определенных участках поверхности, склонах определенной экспозиции и высотах, варьируются лишь масштабы наледей. Исходя из этого, а также используя метеорологические факторы активизации наледообразования и составляя ряд наблюдений, возможно среднесрочное прогнозирование наледных процессов на определенной территории или объекте с возможностью, при необходимости, последующей оценки их воздействия на населенные пункты и хозяйственные объекты. (Достовалова, Шитов, 2011)

1.3. История исследований наледей

Наледи и процессы наледообразования привлекли внимание исследователей уже на самых ранних этапах освоения Сибири. Долгое время основное внимание исследователей привлекали крупные ледяные поля, формирующиеся за счет излияния и последующего намораживания подземных вод. Как правило, такие массивы льда «нанизаны» на русла рек, имеют округлую конфигурацию и распространяются на всю ширину днища долины, отделяясь, друг от друга значительными расстояниями. В литературе первые сведения о наледях на реках мерзлой зоны появились в середине XIX века. В это время широкое развитие получили комплексные географические исследования Сибири и Дальнего Востока в связи с сельскохозяйственным и промышленным освоением региона, переселенческим движением, строительством дорог и магистралей. (Ковальчук, 2005)

Первые научные описания наледей выполнили Ф.П. Врангель (1841) и А.Ф. Миддендорф (1862). Ф.П. Врангель, рассматривая продукты намораживания воды в долинах рек Северо-Восточной Якутии, пользовался якутским термином «тарын». Часть обширных ледяных массивов он называл также покровным льдом. В своих работах А.Ф. Миддендорф наледями называл толщи льда, накопившиеся при послойном намерзании воды. Аналогичного взгляда придерживались К. Дитмар (1901) и Г. Майдель (1896). Более активное изучение наледей мерзлой зоны было начато в конце XIX - начале XX века в связи со строительством Транссибирской железнодорожной магистрали, когда строители впервые столкнулись с

необходимостью учета наледных явлений. Тогда же была выявлена ключевая роль климата в формировании наледей. К этому времени относятся и первые научные обобщения, выполненные С.А. Подъяконовым и А.В. Львовым. *(Поморцев, 2010)*

В начале XX в. в связи с изысканием и строительством Забайкальской и Амурской железных дорог, а также освоением полезных ископаемых Восточной Сибири и юга Дальнего Востока появилась масса интересного материала о природе и формах проявления наледных процессов. В 1930-ые годы интерес к наледям еще более усилился, совпав с периодом становления отечественного мерзловедения, когда анализировались и обобщались интереснейшие сведения о закономерностях развития и распространения вечной мерзлоты и сопутствующих ей явлениях. Видные советские географы и мерзловеды М.И. Сумгин, Н.И. Толстихин, А.М. Чекотилло и др. выпустили в это десятилетие несколько собственных трудов и не одну коллективную монографию. Основоположник советской геокриологии М.И. Сумгин пришел к выводу о том, что и наледными процессами следует считать все внутренние и внешние проявления фазовых превращений воды в толще горных пород или на их поверхности. При этом к наледным он отнес и такие явления, как пятна - медальоны, каменные венки и полосы, бугры пучения, булгунняхи и пр. *(Алексеев, 1978, 2007)*

Подобный подход Сумгина дезориентировал ученых и практиков, в результате чего взгляды исследователей на природу наледных образований существенно разошлись. Так, одна группа исследователей (Н.И. и О.Н. Толстихины, И.Я. Баранов, Н.Н. Романовский, Ф.Н. Мильков и др.) наледями традиционно стали считать лед как продукт замерзания излившейся воды, другая (М.И. Сумгин, С.Г. Пархоменко, П.К. В.К. Арсеньев, В. Седов, и др.) - воду на льду, а третья (А.М. Чекотилло, А.А. Цвид, В.А. Рымша и др.) - комплекс физико-механических процессов, обусловленных выходом речных или подземных вод на дневную поверхность. *(Алексеев, 1978)*

Исследование происхождения особенностей развития и строения гляциальных образований, связанных с послойным намораживанием воды, уже давно подготавливало почву для критического анализа накопившегося материала, пересмотра ряда априорных положений, господствующих в рамках узких научных дисциплин, требовало введения обобщающих понятий терминов и создания единой теоретической концепции объясняющей сходные гляциальные явления и процессы. Так, работы А.А. Цвида (1959) положили начало выделению наледей талых снеговых вод. Введение этого понятия резко расширило задачи мерзловедения, в сферу внимания исследователей попали объекты природы, чрезвычайно широко распространенные, но не связанные с излиянием речных или подземных вод. *(Алексеев, 1978)*

Формы ледяных образований от таяния снега исключительно разнообразны. Примером наледей талых снеговых вод могут служить ледяные сталактиты (сосульки) и сталагмиты, формирующиеся практически у каждого инженерного сооружения, несущего на себе снежный покров, а также на скалах, береговых обрывах, в карьерах, штольнях и шурфах и т. п. Корки и покровы льда снеготаятельного происхождения за исключением районов с постоянной положительной температурой воздуха встречаются почти повсеместно на конструкциях промышленных и бытовых зданий, на тротуарах, у водосточных труб, на проезжей части дорог, аэродромах, горных склонах, на поверхности ледяного покрова рек, озер, морей и водохранилищ. Все эти образования достаточно широко известны, однако изучение их до сих пор было разрозненным и чаще всего не имело связи с традиционными проблемами наледеобразования. Введение понятия «наледь талых снеговых вод» не оспаривалось исследователями. Термин прочно вошел в лексикон научных работников и использован в серии классификационных построений Чекотилло, Цвида и пр. в 1960 году. *(Алексеев, 1978)*

Вскоре были сделаны попытки расширить смысловую нагрузку понятия «наледь». Учет морфологических особенностей ледяных массивов и физической сущности процессов послойного намораживания воды позволил выделить ряд новых генетически однородных образований - наледи поверхностных, озерных, морских, ледниковых, бытовых и сточных промышленных вод (Благообразов, 1960; Кобленц, 1960; Романовский, 1969, 1970 и др.). В итоге наледи стали рассматриваться как особая форма оледенения Земли. В 1968 г. в докладе на IV Всесоюзном гляциологическом симпозиуме В.Р. Алексеевым было сделано предложение под наледями понимать продукты послойного намораживания воды на твердом основании вне зависимости от ее принадлежности к той или иной сфере Земли и способа поступления к плоскости промерзания. *(Алексеев, 1978, 2007)*

Последующий анализ материалов позволил гляциологам Алексееву и Савко в 1970-ые годы включить в число наледных такие явления, как намерзание воды при зажорах и заторах, приливах и отливах, термическом расширении льда, набегании волн на берега и инженерные сооружения, оседание брызг, капель облаков и тумана на поверхность охлажденных твердых предметов. Принципиально новым оказалось выделение наледей атмосферных вод, представляющих продукты намерзания капельно-жидкой воды.

Вопрос о расширении содержания понятия «наледь» обсуждался на Всесоюзном совещании по проблемам наледеобразования в Чите в апреле 1973 года. Часть исследователей признала своевременным и необходимым введение новых

классификационных элементов, другая - высказывалась против них. В печати появились критические замечания некоторых мерзлотоведов и гидрогеологов, сущность которых сводится к нецелесообразности отступления от традиционного подхода при изучении наледных явлений. Так, О.Н. Толстихин в примечании к книге Б.Л. Соколова (1978) писал: «Попытка дальнейшего расширения понятия „наледь“ привела к тому, что этот термин потерял свою генетическую определенность...». (Алексеев, 1978)

С подобной критикой О.Н. Толстихина не соглашался В.Р. Алексеев в своих трудах. Во-первых, по Алексееву (1978), формирование научных понятий и терминов - процесс длительный и сложный. Содержание понятия обычно отвечает уровню знаний о предмете исследования, а когда возникает несоответствие между ними, происходит ломка традиционных представлений. Поэтому нет ничего необычного в том, что термин «наледь» приобретает дополнительную смысловую нагрузку, новую окраску и назначение. (Алексеев, 1978)

Во-вторых, расширение содержания понятия «наледь» вовсе не означало отступления от представления М.И. Сумгина и Н. И. Толстихина, а наоборот, считал Алексеев (1978), оно является подтверждением взглядов исследователей на развитие природных вод и мерзлых толщ земной коры. Как известно, Н. И. Толстихин (1966) определил четкую структуру криологии - науки о сферах холода Вселенной. Наличие воды в той или иной системе (в частности, на Земле) и ее миграция в зону отрицательных температур сопровождается формированием вполне определенных разновидностей льда, морфогенетические особенности которого зависят от того, каким образом и из какого исходного вещества возникает новая материальная субстанция. Если признано целесообразным выделение понятий «наледей подземных вод» и «наледей поверхностных вод», то нет оснований отвергать и введение понятия «наледей атмосферных вод». Таким образом, термин «наледь» подчеркивает их генетическое единство, кроме того, к термину возвращается исторически выработанное назначение и смысл. (Алексеев, 1978)

В-третьих, унификация понятия «наледь» позволяет с единых общегеографических и геофизических позиций рассмотреть многообразие форм льда, возникающего при послойном намораживании воды, определить место наледей в общей схеме классификации природных льдов, оценить их роль в круговороте веществ и жизни Земли в целом, упорядочить огромный эмпирический материал и, наконец, создать теорию наледных процессов как основу управления одним из опасных стихийных явлений. (Алексеев, 1978)

В дальнейшем теория наледных процессов получила развитие в исследованиях В.Р. Алексеева. В результате многолетних исследований он обобщил обширные материалы о закономерностях проявления наледных процессов в различных областях земного шара, оценил их пространственно-временную изменчивость и роль в развитии элементов географической среды, а также рассмотрел методы изучения и картографирования наледной опасности и вопросы использования наледей в народном хозяйстве. Большой вклад в исследование гидрологии и наледей внесли Б.Л. Соколов и В.В. Кравченко, в трудах которых нашли отражение количественная характеристика развития наледных процессов, рассмотрены условия и закономерности формирования наледей, их режим в годовом и многолетнем циклах, закономерности их территориального распространения, роль наледей в формировании водного режима и водных ресурсов, разработаны методы расчетов наледного питания и наледного стока. (Аржакова, 2001)

Специальные наблюдения на сибирских реках Алексеева, Соколова и Кравченко в 1978-1983 годах показали, что наледи имеют более широкое распространение, и что происхождение их носит гетерогенный характер. Возникла необходимость постановки долгосрочных режимных наблюдений на водотоках различного порядка по всей их длине для того, чтобы выявить фактические масштабы развития наледных процессов, показать их «линейное» распределение, выявить структуру и изменчивость ледяного покрова во времени и пространстве, а также оценить его роль в функционировании речных систем и внутригодовом перераспределении водных ресурсов. Исследования в данном направлении были осуществлены сотрудниками лаборатории гляциологии Института географии СО РАН под руководством В. Р. Алексеева в 1980—1994 годах. Полученные выводы и материалы приобретают важное практическое значение при освоении новых регионов, в частности, при общей оценке проходимости территории, при прогнозировании весенних паводков и ледяных заторов, при оценке наледной опасности на трассах автозимников, на участках проектирования и строительства мостов, ледовых переправ, трубопроводов, и т. д. (Ковальчук, 2005)

Нельзя не обратить внимание на представления зарубежных ученых о наледях. Для обозначения процессов намораживания воды на твердом основании в иностранной литературе используются термины, эквивалентные русскому «обледенение» - «icing» в английской, «aufeis» в немецкой. Наибольшая часть материалов, касающихся наледей поверхностных и подземных вод, опубликована на английском языке. К.Л. Керей, в 1973 году выпустивший обобщающую работу, пишет, что при подготовке «кроме

США, Канады и СССР, по другим странам не обнаружено никаких публикаций, связанных с явлениями и проблемами наледеобразования». (Алексеев, 1978)

Первые статьи о наледях Северной Америки опубликованы в 1904 году Дж.Б. Тирреллом и в 1919 году И.Д. Лефингвеллом. Это довольно примитивные описания, основывающиеся в значительной степени на исследованиях русских ученых А.Ф. Миддендорфа, Г. Майделя и С.А. Подъяконова. В 1930-ых и 1940-ых годах появились работы, освещавшие затруднения, возникавшие на автомобильных и железных дорогах в связи с транспортным освоением Канадского Севера и Аляски. При этом при описании процессов наледеобразования отсутствовала единая терминологическая основа. (Алексеев, 1978)

В 1946 г. в американском техническом журнале «Engineering News-Record» была опубликована статья А.М. Чекотилло «Solving the problems of „nalyeds” in permafrost regions», знакомство с нею, не привело к внедрению «русского» термина «наледь» в американскую и канадскую литературу, хотя приоритет русских ученых и широкое использование советских источников в исследовании наледных процессов не подвергалось сомнению. В последующих публикациях Уильямса, Томсона, Керей и др. исследователей в середине XX века стали широко применяться термины, предложенные С.У. Мюллером в 1947 году - «icing» (обледенение) и «icings» (наледь), а также многочисленные производные от них: «river icing» (наледь речная), «formation of an icing» (наледеобразование), «site of annual appearance of an icing» (наледная поляна) и др. (Алексеев, 1978, 2007)

В настоящее время термин «icing» прочно вошел в мировую литературу. Он широко используется для обозначения, с одной стороны, процесса формирования льда на поверхности какого-либо твердого предмета и последующего роста ледяной корки за счет образования новых слоев, а с другой - продуктов этого процесса, т. е. слоистого ледяного тела. К.Л. Керей в 1973 году писал, что имеются две основные группы явлений, к которым применяется термин «наледь», отличающиеся способом передвижения воды к месту своего замерзания. Развитие первой группы явлений обусловлено осаждением капельно-жидкой или газообразной воды и последующим формированием льда на самолетах, линиях электропередачи, башнях, антеннах, морских и речных судах и пр. Вторая группа явлений обеспечивается течением воды к участку обледенения; к ним относятся наледи поверхностных и подземных вод. (Алексеев, 1978)

Как видим, взгляды зарубежных ученых близки к нашим представлениям. Разница заключается лишь в том, что понятие «обледенение» (icing) включает в себя

также и формирование кристаллов льда из парообразной (газообразной) влаги, минуя жидкую фазу, т. е. образование инея, кристаллической изморози и других видов сублимационного льда. Этот процесс не может течением быть отождествлен с наледеобразованием, писал в 1955 году Шумский, поскольку и по масштабу развития, и по физической сущности он резко отличается от льдообразования конжеляционного, частными производными которого являются наледы. *(Алексеев, 1978, 2007)*

Анализ опубликованной во второй половине XX века научной литературы позволяет сделать вывод о том, что в гляциологии зародилось и начало стабилизироваться новое научное направление, предмет которого - изучение физики послойного намораживания воды на твердом основании. Оформились и некоторые теоретические положения, позволившие объединить в стройную систему до сих пор разрозненные объекты криосферы, вскрыть общие закономерности их развития и распространения. К настоящему времени условия и закономерности формирования наледей освещены в гидрологической литературе достаточно полно, составлены каталоги и схематические карты наледей. Согласно современным представлениям, наледы являются показателем сложной взаимосвязи поверхностных и подземных вод в условиях широкого распространения многолетнемерзлых пород. Вместе с тем в науке о наледях еще существовали серьезные противоречия, обусловленные, с одной стороны, историческими причинами, а с другой - узким подходом при оценке гляциальных явлений. В частности, нет единства в определении основных понятий и терминов, отсутствует общепринятая классификация наледей, не разработаны принцип районирования территории, нуждаются в совершенствовании методы управления наледными процессами и пр. *(Аржакова, 2001)*

Глава 2. Физико-географическая характеристика района исследования

2.1. Географическое положение

Районом исследования динамики многолетних наледей для данной диссертации выбран ключевой участок Юго-Восточного Алтая – горный массив Монгун-Тайга с одноименной вершиной высотой 3970,5 м, расположенный в приграничном районе республики Тыва недалеко от границы с Монгольской Народной Республикой. Монгун-Тайга располагается к югу от главного азиатского водораздела бассейна рек Северного Ледовитого океана и бессточной Внутренней Азии, фактически являясь водоразделом между водосборными бассейнами озер Хингис-Нур и Урэг-Нур в Монголии. Одна из важнейших особенностей географического положения массива Монгун-Тайга – его расположение в центре Азии и значительная удаленность от океанов: более 2000 км от Северного Ледовитого океана, около 2500 км от Тихого океана, более 3000 км от Индийского океана и более 3500 км от Атлантического океана. (*Горный массив...*, 2012)

В орографическом отношении Монгун-Тайга располагается в самом центре Алтае-Саянской горной страны, юго-восточнее сочленений хребтов Горного и Монгольского Алтая и системы Танну-Ола, не относясь однозначно ни к одному из хребтов. От Монгун-Тайги на юго-восток простирается среднегорная прерывистая цепь поднятий хребта Бармен (2300-2800 м), а с остальных сторон массив окружен горными сооружениями (*рис. 1*), а именно: с севера и северо-востока хребтом Цаган-Шибэту, с северо-запада – Шапшальского и с запада и юго-запада – хребтом Чихачёва. От этих хребтов Монгун-Тайгу отделяют межгорные впадины и понижения – Каргинская впадина (высоты 1800-2200 м), понижения в районе озер Джулу-Куль (урез воды 2200 м) и Хиндиктиг-Холь (урез воды 2306 м) и Ачитнурская впадина (высоты 1500-1700 м) с одноименным озером (урез воды 1435 м) соответственно. (*Горный массив...*, 2012)

Массив четко ограничен с севера по резкой смене горных склонов по правому берегу реки Мугур, с запада – по уступообразному склону у левобережных притоков реки Моген-Бурен и с юга – по четкому уступообразному склону к урочищам понижений и конечно-моренных шлейфов. На востоке границы массива проводятся по пониженным (высоты до 2200-2600 м) горным возвышениям между бассейнами низовьев реки Мугур и верховьев реки Ак-Адыр. На высотах более 2600 м массив Монгун-Тайга занимает площадь 579 м², имея форму вытянутого с юго-запада на северо-восток овала. В пределах высот более 2600 м субмеридиональное распространение массива составляет 25 км, а в субширотном направлении массив

простирается на 45 км. Возвышения массива имеют подковообразную форму, концы которой ориентированы на юг. (Горный массив..., 2012)



Рис. 1. Географическое положение горного массива Монгун-Тайга. Масштаб 1:2000000. Источник: Чистяков, 2012.

Условные обозначения: 1 – государственная граница РФ, 2 – границы субъектов РФ, 3 – вершины горных хребтов, 4 – горные хребты, 5 – реки, 6 – озера, 7 - ледники

Монгун-Тайга располагается в Мугур-Аксинском районе Тывы с одноименным центром в 30 км к северо-востоку от вершины массива. В тех же 30 км к юго-западу находится другой ближайший поселок – Кызыл-Хая. Несмотря на то, что по территории массива не проложены автодороги, от верховьев реки Каргы к поселку Мугур-Аксы и далее по перевалам Ак-Адыр и Хапши вдоль государственной границы к долине реки Моген-Бурен и поселку Кызыл-Хая проходит так называемая дорога Хайчин-Дзам, которая в древности была караванным путем. Несмотря на значительное улучшение качества этой дороги, Монгун-Тайга остается по-прежнему труднодоступным массивом, что особенно касается подхода со стороны Горного Алтая – труднопроходимого перевала Бугузун через хребет Чихачёва. (Горный массив..., 2012)

2.2. Геологическое строение

Монгун-Тайга располагается в области сопряжения структур Горного Алтая, Тувы и Монголии. В его строении выделяется две структурно-фациальные зоны, имеющие существенные различия друг с другом по полноте и строению

стратиграфического разреза – Саяно-Шапшальская и Тувинская (рис. 2). Саяно-Шапшальская зона сложена протерозойскими, кембрийскими, ордовикскими, силурийскими и в меньшей степени девонскими и юрскими, а также четвертичными отложениями. В Тувинской зоне наиболее полно представлены девонские образования. Эти зоны расчленяются по Шапшальскому или Каргинскому и Талайлыг-Барлыкскому глубинным разломам, большинство из которых являются сбросовыми и надвиговыми структурами, предположительно образовавшимися в венд – нижнем кембрии. (Чистяков, 2012)

Будучи расположен на крайнем юго-западе Тувы, Монгун-Тайга является структурным элементом Чулышманского поднятия или Монгунтайгинской антиклинали, сложенной складчатым комплексом фундамента, в строении которого принимают участие претерпевшие интенсивное складкообразование с образованием напряженных складок линейного типа докембрийские и кембрийские отложения.

Нижняя часть разреза докембрийский образований - джебашская свита - представлена зелеными и кристаллическими пара- и ортосланцами, амфиболитами и гнейсами. Важная особенность – присутствие предполагаемых древних ледниковых отложений - тиллитов, аналогичные которым были описаны в пределах Тувино-Монгольского массива в рамках венд-кембрийских образований. Верхняя часть разреза – баратальская свита – сложена преимущественно мраморами с незначительным диабазовым покровом, а также присутствием строматолитов и онколитов, позволяющих коррелировать эти отложения с протерозойскими отложениями Байкало-Саянского складчатого пояса. (Чистяков, 2012)

С учетом предполагаемого наличия значительного предвендского перерыва в осадконакоплении, на баратальской свите с образованием тектонических клиньев или с незначительным угловым и азимутальным несогласием залегают нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения. Нижнекембрийские отложения – чингинская свита – выражены диабазами, диабазовыми порфиритами, туфами, лавобрекчиями и пр. Эффузивы имеют множественные признаки излияний подводного характера: «пиллоу-лавы», тесное переслаивание с осадочными породами и обилие скелетных образований моноклинного пироксена и рудного минерала, характерных при внезапном и резком охлаждении. На севере горного массива распространены средне-верхнекембрийские песчано-сланцевые толщи. Верхняя же граница кембрия обусловлена наложением ордовикских трансгрессивных отложений – шемушдагской свиты – не затронутой метаморфизмом и основной складчатостью. (Чистяков, 2012)

[illegible]

Условные обозначения: Кайнозойская эра: 1 – Q, четвертичные отложения; Мезозойская эра: 2 – J, юрская система; Палеозойская эра: 3 – D, девонская система; 4 – S, силурийская система; 5 – O, ордовикская система; 6 – € , кембрийская система; Протерозой: 7 – PR; Интрузивные образования: 8 – $\gamma, \gamma - \delta$ D3, нижний девон; 9 – $\gamma, \gamma \delta$ €2-3 (O?), средний, нижний кембрий (ордовик?); 10 – σ €1, нижний кембрий; 11-линии разломов; 12 – зоны надвигов.

27

Чергакская свита представлена комплексом песчано-глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных отложений, значительно меняя свой характер по простирацию. В отсутствие ордовикских отложений силурийские с четким угловым несогласием ложатся на кембрий. (Чистяков, 2012)

Девонские отложения в пределах Монгун-Тайги представлены небольшими тектоническими блоками базальных конгломератов, туф, лав, лавобрекчий и пр. В узких зонах грабенной долины реки Каргы присутствуют угленосные юрские образования в виде континентальных отложений конгломератов, гравелитов, песчаников с мощными угольными прослоями и углистых аргиллитов, переполненных остатками флоры. (Чистяков, 2012)

В кайнозой территория массива испытала размыв и денудацию и представляла умеренно приподнятую и выровненную сушу перед альпийским тектогенезом, о чем можно судить по характерной рыжевато-белесой окраске верхнеолигоценовых-нижнемиоценовых отложений с хорошей степенью сортировки обломочного материала от галечников до глин, а также сильно выветрелой гальке. Обстановка осадконакопления представляла собой теплый влажный климат с интенсивным химическим выветриванием. К концу неогена климат изменился на сухой с накоплением красноцветных пород с резким контактом на нижней свите. (Чистяков, 2012)

Четвертичные отложения в районе Монгун-Тайги представлены рыхлыми континентальными отложениями разных генетических типов и имеют незначительное распространение и небольшую мощность – от нескольких сантиметров на водоразделах до десятков метров в долинах крупных рек и урочищ. Аллювиальные террасы высоких уровней на высоте 60-70 м в верховьях реки Каргы сложены валунами, галечниками, песками, глинами. Ледниковые отложения представлены в виде нагромождения конечных и донных морен, сложенных крупными валунами и глыбами до 3-5 м в поперечном обхвате, сцементированные буровато-серыми супесями и суглинками. На реке Чингекат в 50 км на северо-восток от Монгун-Тайги известны находки остатков мамонта древнего типа в межморенных отложениях. Среди более поздних четвертичных отложений также выделяются аллювиальные, ледниковые и флювиогляциальные отложения, а также условно отнесены излияния андезитов-базальтов. Современные голоценовые осадки имеют отчетливо выраженную закономерную приуроченность к определенным типам рельефа и относятся к аллювиальным, элювиальным, делювиальным и делювиально-пролювиальным, эоловым, гравитационным и солифлюкционным отложениям. (Чистяков, 2012)

Развитые в районе массива Монгун-Тайга протерозойские морские отложения говорят о существовании в рифее еще не закрытого Палеоазиатского океана, а присутствие диабазов – о возможном существовании зон растяжения, спрединга к западу от массива (в современных координатах). Присутствие также офиолитов нижнего кембрия говорит о еще одном более позднем событии спрединга. Спрединговые движения привели к формированию вулканических дуг юного типа, о чем говорят исключительно основные вулканы в строении Монгун-Тайги. (Чистяков, 2012)

Основные черты геологического строения Алтае-Саянского экорегиона определены венд-кембрийским этапом – 570-520 млн лет – характеризующимся широким развитием вулканических пород с четким поясовым характером распределения. С запада на восток друг друга сменяют вулканоплутонические пояса Алтае-Саянской складчатой области и Озерного пояса в Западной Монголии: Алтае-Салаирский, Алтайский, Алтае-Кузнецкий, Алатауский, Алтае-Северосаянский, Куртушибинский, и Таннуольский. Продолжением Таннуольской островной дуги является имеющая юго-восточное простирание Озерная зона Западной Монголии, а на сочленении зон Тувы и Монголии непосредственно находится горный массив Монгун-Тайга. (Чистяков, 2012)

На позднекембрийско-ордовикском этапе – 510-450 млн лет рассматриваемая часть Алтае-Саянской складчатой области была вовлечена в процессы сочленения фрагментов островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов и микроконтинентов, а также складчатости и покровообразования, широкомасштабного базитового магматизма и регионального высокоградиентного метаморфизма. Раннекаледонский орогенез является главным структурообразующим этапом в истории формирования Саяно-Байкальской складчатости, обозначившим основные структурные элементы окраины Сибирского кратона на юго-западе (в современных координатах). (Чистяков, 2012)

Раннепалеозойские гранитоиды, их генезис, геодинамическая природа и возрастное положение позволяют определить главные рубежи и геодинамические режимы эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса на раннепалеозойском этапе. Основной объем гранитообразования приходится на рубеж позднего кембрия-ордовика, будучи обусловлен вышеуказанными аккреционными и коллизионными процессами. (Чистяков, 2012)

2.3. Геоморфологическое строение

Особенности рельефа Монгун-Тайги во многом связаны с его геологическим строением. Значительное контактовое преобразование пород на территории массива в результате гигантской раннесилурийской интрузией привело к образованию уплотненных и устойчивых к внешним воздействиям формирований, составляющих основную вершину массива, ее северные и восточные склоны и южную периферию. К северо-востоку располагаются менее устойчивые средне-позднекембрийские серцитово-хлорито-кварцевые сланцы, песчаники и филлиты. В пределах массива также распространены ранне-среднедевонские граниты, сохранившие на поверхности щебнисто-глинистую кору выветривания, как предполагается, палеогенового возраста. (*Горный массив..., 2012*)

Наиболее высокая часть массива вытянута в широтном направлении, представляя собой куполообразное поднятие со смещенной к северу осью, возвышенное над сглаженными поднятиями на 1000-1500 м. На западной периферии массива высота вершин составляет 3100-3300 м, к водоразделу между реками Орта-Шегетей и Толайты повышается до 3300-3680 м и до 3500 – 3970 м с главной вершиной на водоразделе рек Мугур, Толайты и Шара-Хорагай, вновь понижаясь до 3000-3200 м далее к востоку. Горизонтальное и вертикальное расчленение массива к востоку от долины реки Толайты значительно меньше остальной части массива при больших абсолютных высотах, что может быть обусловлено большей прочностью и устойчивостью к денудации горных пород, а также с длительной консервацией рельефа малоактивными динамически снежно-фирновыми полями в этой части. Склоны Монгун-Тайги северной экспозиции короче южных и имеют большие уклоны, а также меньшее расчленение рельефа северных склонов по сравнению с южными. Отмечается, что это не связано с различиями в базисе эрозии – северные и южные склоны дренируются притоками рек разных речных бассейнов. Долины севера массива в пределах горного обрамления в несколько раз короче южных и характеризуются меньшей расчлененностью. Различна и высота подножий массива: на севере реки выходят на равнину на 600-800 м выше, чем в южной части Монгун-Тайги. (*Горный массив..., 2012*)

Одно из главных особенностей рельефа Монгун-Тайги является его ступенчатость, выраженная в нарушении закономерного уменьшения площадей массива в пределах высотных интервалов с увеличением высоты, происходящее на уровне 2800-3000 м, при этом в интервале высот 2600-2800 м резкое увеличение

уклонов вновь вызывает сокращение площадей. Основная причина ступенчатости – распространение в массиве участков с уклонами в 2-3°, являющихся остатками некогда единой средне-позднемеловой поверхности выравнивания, которая стала основой для преобразования и дальнейшего возникновения современного рельефа. За счет значительной амплитуды вертикальных тектонических движений в различных частях массива эти поверхности подняты на разную высоту, последующее расчленение денудационными процессами поверхностей вылилось в современные облик рельефа Монгун-Тайги. (*Горный массив...*, 2012)

Важнейшей особенностью рельефа горного массива Монгун-Тайга является широкое распространение отпечатков деятельности ледника: нивальные ниши и кары, ледниковые цирки и кары, троговые долины, разнообразные моренные отложения. (*Ганюшкин, 2016a*) Эти формы рельефа связаны с древними оледенениями, но в пределах массива в верховьях некоторых долин и на поверхностях выравнивания еще сохраняются современные ледники в самых высоких карах, цирках и верхних частях троговых долин. Процессы морозного выветривания, экзарации и нивации способствует усилению горизонтальной и вертикальной расчлененности рельефа массива и сохранению альпийского облика его высокогорной части. (*Горный массив...*, 2012)

В пределах Монгун-Тайги большинство нивальных ниш связано с многолетними снежниками, способствуя их сохранению за счет повышенной концентрации снега и его затенению. Одновременно на склонах такой ниши происходит активное разрушение горных пород с постоянным подновлением и сохранением крутизны склона ниши, вызванное за счет частого таяния и обратного замерзания талых вод и выноса ими продуктов разрушения пород. Уменьшение заснеженности склонов и деградация снежников приводит к разрушению нивальных ниш и заполнению их продуктами выветривания. (*Горный массив...*, 2012)

Нивальные кары в массиве в основном располагаются по южной и восточной периферии массива, т.к. большая крутизна западных и северных склонов с резким переходом от предгорий к высокогорному альпийскому рельефу не позволяет развиваться таким формам рельефа. Преимущественно высотное распространение каров относится интервалу 2800-3000 м, редко превышая отметку 3100 м. Нивальные кары, как правило, закладываются по периферии поверхностей выравнивания, сниженных на окраинах. Из-за малой высоты снега, накапливающегося в карах в результате сдувания, немного, а лавинного питания с соседних склонов может вовсе и не быть, поэтому в таких карах формируется не ледник, а снежник или серия

снежников, располагающихся в форме ветровых надувов в верхних частях стенок каров. (Горный массив..., 2012)

Касаемо ледниковых каров и цирков можно сказать, что, несмотря на различие в морфологии и генезисе этих форм рельефа, между ними существует большое сходство, выраженное ведущей ролью ледника в вопросе их формирования, поэтому при исследовании цирков и каров иногда различия не рассматриваются и они берутся единым массивом, в том числе с принятием цирков за частный случай каров. (Чистяков, Ганюшкин, 2015) В районе Монгун-Тайги выделено 137 каров с высотой задних стенок в среднем 240 м. Наиболее зрелые кары с значительной крутизной и высотой задних стенок 330-360 м (иногда до 500 м) наблюдаются на северо-западе массива в бассейнах рек Трубауш и Дуругсу. К югу и востоку высоты задних стенок каров уменьшаются до диапазона 220-280 м. На крайнем юго-востоке массива в бассейнах рек Шара-Хорагай и Кара-Бельдир высота обрамления задних стенок каров и цирков меньше всего и не превышает 200 м. Если считать зрелость каров одним из признаков их древности, то можно предположить более молодой возраст каров востока массива. Возможно относительно малая высота их задних стенок вызвана длительной консервацией ледниками, что значительно ограничивало интенсивность водной эрозии, физического выветривания, не компенсируемое ледниковой экзарацией. (Горный массив..., 2012)

Высота заложения ледниковых каров в пределах массива определяется диапазоном колебаний снеговой границы в сочетании с доледниковыми особенностями рельефа массива. Ступенчатость рельефа Монгун-Тайги, выраженная чередованием поверхностей выравнивания и участков с большими уклонами, создает наиболее выгодные условия для концентрации снега в нижних частях крутых склонов и у их подножия. Исследователями отмечалась эта общая благоприятная для развития каров особенность рельефа Алтая, приводившая в периоды оледенений к образованию обрабатывающих эрозионные ложбины ледников и последующему формированию каров. (Ганюшкин, 2016б) Каровые ярусы также могли закладываться по тектоническим разломам, трещинам, а также троговым плечикам. Локализация цирков возможно связана с уровнями речной эрозии в периоды межстадиалов и межледниковий. Образование и эволюция каров преимущественно поддерживались физическим выветриванием и водной эрозией, в основном до и во время формирования ледника, когда наиболее активно разрушались склоны с повышенной концентрацией снега и образовывалась выгодная экспозиция ниши кара для последующего снегонакопления. Кары подчеркивали резкость и контрастность ступеней рельефа, сформированного до

их образования, но после формирования ледника и занятия им кара эродирование ослабевало, а кар консервировался до следующего периода омоложения, следующего за периодом отступлением ледника. (*Горный массив...*, 2012)

В высокогорной части массива все речные долины имеют корытообразную форму с троговыми плечиками, то есть имеют ярко выраженный троговый характер. Троговые долины, как правило, начинаются в ледниковых цирках, наиболее высокие положения начала троговых долин – 3250-3300 м - наблюдаются на востоке и центре массива в бассейнах рек Правый Мугур, Левый Мугур, Шара-Хорагай и Толайты. Врезанность троговых долин колеблется от 600-700 м (большинство случаев) до 900-1100 м в верховьях долин Толайты и Орта-Шегетей. Широко распространены в массиве боковые троговые долины, связанные с тектоническими причинами и неравномерностью ледниковой экзарации. (*Горный массив...*, 2012)

Аккумулятивная и транспортирующая деятельность ледников массива отражена в хорошо выраженных разновозрастных моренных комплексах, отличающихся морфологией, мощностью, распространением в массиве и степенью сохранности. Установление абсолютного возраста большинства моренных образований еще затруднительно, относительный же возраст определяется по геоморфологическим признакам. (*Шейнкман, 2017*) Стоит отметить, что для малой энергии оледенения ледников массива и вытекающей из этого небольшой экзарации мощности большинства моренных образований достаточно значительны. Это может быть обусловлено получением дополнительного материала для ледниковой эрозии от доледникового рельефа в результате интенсивных процессов физического и морозного выветривания в условиях резко-континентального климата. Кроме этого, обилие моренного материала может быть обусловлено активными тектоническими процессами. (*Горный массив...*, 2012)

2.4. Климат

Климат горного массива Монгун-Тайга обуславливается расположением в центре Азии на юго-восточной периферии Алтае-Саянской горной страны в переходном секторе от влияния западного переноса на западе к муссонной циркуляции. Основные закономерности климатического режима Монгун-Тайги заключаются в большой годовой амплитуде температуры воздуха, малом количестве атмосферных осадков и сезонной перестройке циркуляции в нижней части тропосферы, в свою очередь, вызывающей существенную неравномерность внутригодового распределения

осадков. Среди современных горных узлов оледенения Алтая Монгун-Тайга характеризуется наименьшим количеством осадков по так называемому «монгольскому» типу, при котором в поселке Мугур-Аксы зимой наблюдается глубокий минимум осадков, а в три летних месяца выпадает 70% годового количества осадков. Значительная высота и сложность рельефа массива приводят к распределению большинства осадков на наветренные склоны и высокогорный пояс Монгун-Тайги. Средняя многолетняя величина осадков не превышает 310 мм, а распределение их также имеет большие горизонтальные контрасты: по данным экспедиций и метеостанции в Мугур-Аксы в зоне «орографической тени» массива их выпадает в среднем 160 мм. (*Горный массив..., 2012*)

Основные черты термического режима Монгун-Тайги заключены в достаточно больших годовых амплитудах температуры воздуха, относительно низких зимних температурах воздуха, инверсионном распределении температуры воздуха с высотой зимой в отрицательных формах рельефа, а также отрицательных среднегодовых температурах воздуха. Для массива характера существенная пространственная неоднородность термических ресурсов, определяемая многообразием форм рельефа, экспозиционными особенностями, изменением абсолютной высоты, разной степенью закрытости горизонта, а также изменением радиационных и термических свойств подстилающей поверхности. (*Горный массив..., 2012*)

Особенностью динамики циркуляционных процессов в зимний период является преобладание восточных и юго-восточных ветров до высоты 1500 м над у.м. Уже с 2000 м над у.м. господствующим в зимний период становится западный общециркуляционный перенос воздушных масс, при котором преобладают ветры западного и северо-западного направлений. В летний период ветры этих же направлений преобладают в свободной атмосфере над горными сооружениями Юго-Восточного Алтая, но в этот период года интенсивность западного переноса здесь ослабляется, поэтому устойчивость результирующего ветра в нижней тропосфере существенной ниже зимней. (*Горный массив..., 2012*)

Несмотря на разную степень развития над ледником и над внеледниковой частью долин массива стоковых потоков и долинного ветра, внутрисуточный ход скорости ветра подчиняется общим закономерностям, таким как минимальная скорость ветра в утренние часы и повышение ее во вторую половину дня. Это обусловлено ролью изменчивости ветра в пограничном слое атмосферы над массивом из-за перераспределения воздушных масс и создания среднемасштабных центров действия

атмосферы внутри массива в влиянии на суточную динамику скорости ветра в приземном слое. (*Горный массив...*, 2012)

Что касается термического режима Монгун-Тайги, то для среднегорного и для высокогорного в особенности поясов характерны существенно меньшие (*рис. 3*) годовые амплитуды, среднемесячные значения и амплитуды экстремальных значений температур, чем для низкогорно-котловинного пояса. Если обратиться к данным метеостанции Мугур-Аксы, то годовая амплитуда среднемесячных температур воздуха будет составлять $34,3^{\circ}\text{C}$ (от $-20,4^{\circ}\text{C}$ в январе до $13,9^{\circ}\text{C}$ в июле) при среднегодовом значении $-2,6^{\circ}\text{C}$. Это обусловлено гипсометрическим фактором, проявлении которого заключается в адиабатическом снижении летних температур и при этом некоторым повышением зимних температур при ослаблении инверсии, что в дальнейшем формирует меньшую годовую амплитуду, чем в низкогорных поясах. Интенсивная циркуляция, характерная для слоев атмосферы выше уровня зимнего антициклона, обуславливает лучший воздухообмен в среднегорном и высокогорном поясах относительно низкогорных. (*Горный массив...*, 2012)

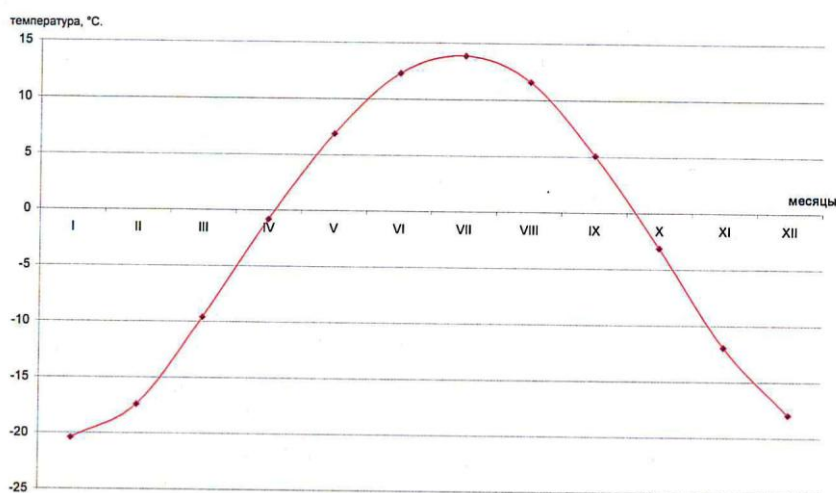


Рис. 3. Средняя месячная температура воздуха в долине реки Каргы по данным метеостанции Мугур-Аксы (1963 – 2009 гг.). *Источник: Чистяков, Ганюшкин, 2012*

Переход среднесуточной температуры воздуха выше 0°C наблюдается в среднем в третьей декаде апреля, а ниже 0°C – в первой декаде октября, то есть средняя продолжительность периода с среднесуточной положительной температурой воздуха составляет около 165 дней. Первый мороз, как правило, наступает в конце второй декады августа и до второй декады сентября, а последний морозный день обычно приходится на вторую декаду мая – первую декаду июня. Средняя продолжительность периода с температурой выше 5°C составляет 122 дня, а с температурой выше 10°C – 75 дней. В летние месяцы возможно установление очень холодной погоды: в июле

1978 года на Мугур-Аксы была отмечена температура -4°C , в августе 1969 года $-4,5^{\circ}\text{C}$, а в июне 1970 года фиксировался абсолютный летний минимум температуры воздуха $-6,0^{\circ}\text{C}$. В отдельные годы наблюдались значительные отклонения от средних многолетних условий, например, фиксация абсолютного минимума температуры воздуха на Мугур-Аксы в январе 1981 года $-42,3^{\circ}\text{C}$ и абсолютного максимума в июле 1972 года $32,0^{\circ}\text{C}$. (Горный массив..., 2012)

Динамика климата Монгун-Тайги на основе анализа многолетних данных метеостанции Мугур-Аксы показывает существенную межгодовую изменчивость метеопараметров с трендами к росту температуры и снижению количества осадков, начиная с середины 60-ых годов XX века. Изменение среднегодовой температуры выдерживает четкую тенденцию к повышению (рис. 4), разделяясь на три периода: некоторое понижение температуры до 1984 года, выраженный тренд к потеплению в 1984-1997 годах и затем относительная стабилизация температур после 1997 года; при этом потепление 1984-1997 годов характеризуется наименьшей межгодовой изменчивостью среднегодовой температуры. (Горный массив..., 2012)

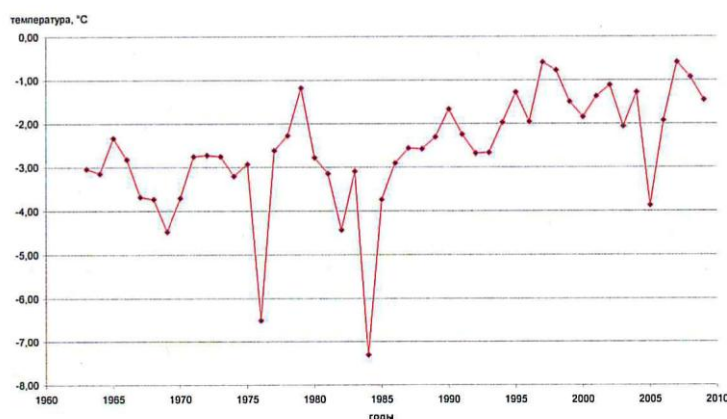


Рис. 4. Изменение средней годовой температуры воздуха по данным метеостанции Мугур-Аксы. *Источник: Чистяков, Ганюшкин, 2012.*

Тренд 1984-1997 годов в разные сезоны выражает по-разному, в наименьшей степени – в зимний период, для средних температур которого характерна большая амплитуда межгодовой изменчивости – более 11°C , при том что в период потепления 1984-1997 годов зимние температуры имели большую стабильность (рис. 5) и амплитуда не превышала 6°C . Если в изменениях среднегодовой температуры проявляются тренды разной направленности, то для средних температур переходных сезонов тенденция к потеплению отчетлива на всем протяжении периода наблюдения: для осенней температуры повышение составляет не более 2°C , а для весенней достигает 3°C (рис. 6, 7). Изменения средней летней температуры в наибольшей

степени попадают в тренд общего изменения среднегодовых температур: небольшое похолодание до 1984 года, затем потепление до 2002 года, после 2002 года – слабая тенденция к похолоданию. (*Горный массив..., 2012*)

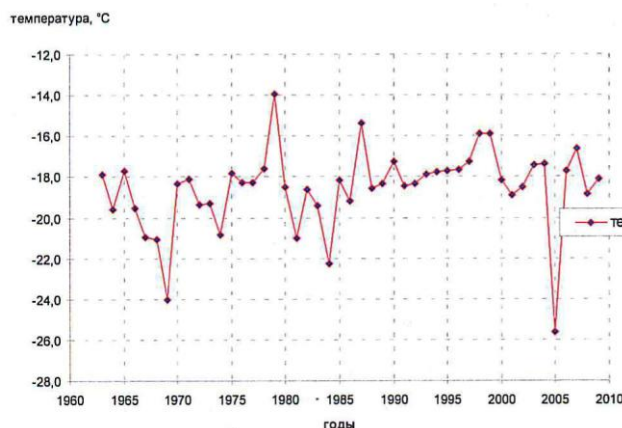


Рис. 5. Изменение средней зимней температуры воздуха по данным метеостанции Мугур-Аксы. *Источник: Чистяков, Ганюшкин, 2012.*

Изменение годового количества осадков за весь период наблюдений с середины 1960-ых годов демонстрирует общий тренд к аридизации, прерывающийся некоторым увлажнением в период примерно с 1983 по 1994 годы. Экстремально сухой период наблюдался в 2001-2008 годах с кульминацией в 2007 году, характеризовавшимся годовым количеством осадков у подножия массива всего 50-100 мм. По данным экспедиционных наблюдений, в летние сезоны 2007-2008 года значительное уменьшение количества осадков имело место и в высокогорной части Монгун-Тайги. Стоит отметить и параллельное этой тенденции сокращение доли летних осадков в их общем количестве в среднем на 10%. Возможно, общий тренд аридизации и был вызван снижением количества летних осадков, что, в свою очередь, повлекло уменьшение повторяемости заток холодного воздуха с северо-запада, как правило, являющихся триггерным фактором для обильных летних осадков. (*Горный массив..., 2012*)

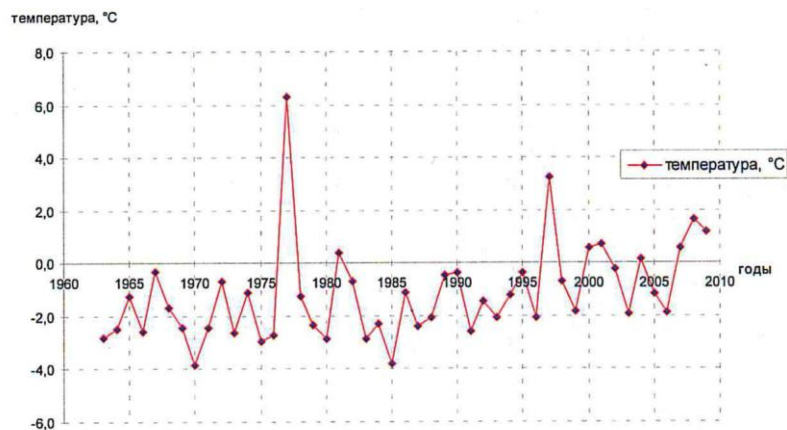


Рис. 6. Изменение средней весенней температуры воздуха по данным метеостанции Мугур-Аксы. *Источник: Чистяков, Ганюшкин, 2012.*

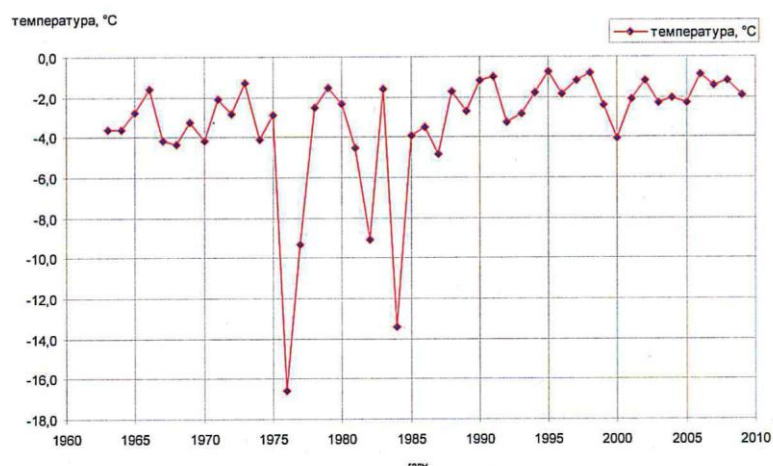


Рис. 7. Изменение средней осенней температуры воздуха по данным метеостанции Мугур-Аксы. *Источник: Чистяков, Ганюшкин, 2012.*

Совмещение кривых изменения годового количества осадков и средних летних температур (рис. 8) позволяет оценить изменение степени благоприятности климатических условий для существования ледников. Относительно благополучные условия для жизнедеятельности ледников имели место в течение 1960-ых годов и в середине 1980-ых годов, когда количество осадков увеличивалось на фоне относительно низких летних температур. После 1995 года отмечаются наиболее неблагоприятные для ледников условия с одновременными аридизацией и интенсивным потеплением. Повышенная аридность с 1995 по 2008 годы подтверждена реакцией геосистем нивально-гляциального высотного пояса. (*Горный массив..., 2012*)

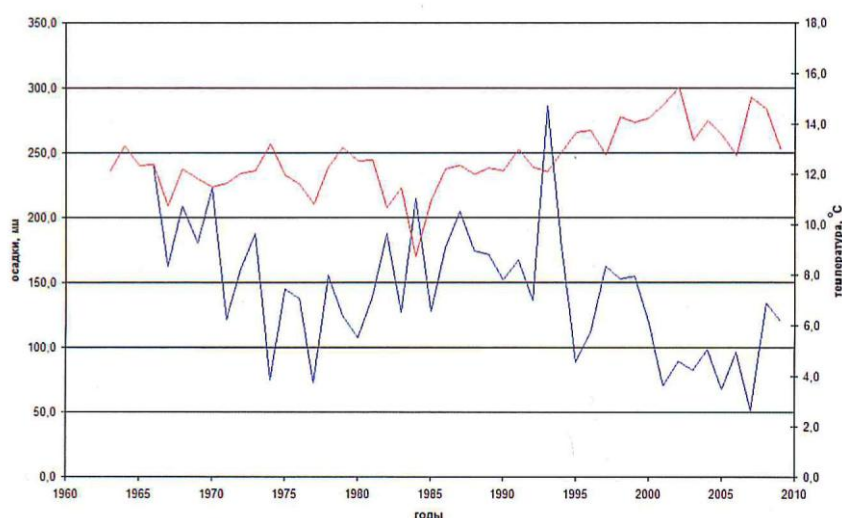


Рис. 8. Изменение годового количества осадков (изображено синим цветом) и средних летних температур (изображено красным цветом) по данным метеостанции Мугур-Аксы. *Источник: Чистяков, Ганюшкин, 2012.*

2.5. Гидрология

С гидрологической точки зрения массив Монгун-Тайга разнообразен и пестрит многообразием объектов, явлений и процессов, несмотря на малую площадь. На территории массива условия и факторы формирования стока крайне неоднородны, что приводит к разнообразию представленных водных объектов – ледники, снежники, наледи, реки, озера и болота. Монгун-Тайга является слабоизученным с точки зрения гидрологии районом в связи с тем, что плотность гидрологических постов на территории массива чрезвычайно мала, а ближайшие гидрологические станции и посты значительно удалены от массива и расположены, как правило, на реках площадью более 5 тыс км². Режим таких рек в интегральном отражении совокупности формирования стока на значительной площади водосбора не дает возможности сделать вывод о гидрологическом состоянии малых, в том числе ледниковых, бассейнов, влияние на которые первоочередно оказывают локальные характеристики местности. (*Горный массив..., 2012*)

Реки массива Монгун-Тайга принадлежат бассейнам рек Каргы и Моген-Бурен. На севере массива текут в северо-восточном направлении река Мугур с притоками от концов долинных ледников Правый Мугур и Восточный Мугур, а также текущая на север река Балыктыг. Большая часть рек массива относится к бассейну реки Моген-Бурен. Преимущественно на запад текут река Дуругсу с притоками Трубауш и Кара-Оюк и река Холаш. На юг текут не имеющие истоков у ледников реки Джаарс, Мугур-Шегетей и Орта-Шегетей, а также огибающая Монгун-Тайгу с юго-востока река Шара-Хорагай с крупным притоком Толайты. (*Горный массив..., 2012*)

Северо-восточные и северные долины характеризуются длиной 6-8 км, тогда как на юге и юго-западе этот показатель выше в 2 раза. В основном это крутосклонные образования, для верхних частей склонов характерна скалистость и обрывистость. Уклоны же среднегорных частей долин редко превышают 2-3°, продольный уклон днищ долин растет до 8-12° на востоке массива на высоте 2650-2750 м, а на западе – 2550-2650 м. Наличие ригельных уступов придают ступенчатость продольному профилю высокогорных частей долин с чередованием малых (8°) и крутых (10-25°) уклонов (*рис. 9*). Изменяется и врезанность долин: наибольшие врезы наблюдаются в цирках в верхних частях долин, соответствующих уровню днищ 2800-2900 м, спускаясь

вниз по долинам на 300-400 м, величины врезов доходят до 400-600 м. (*Горный массив...*, 2012)

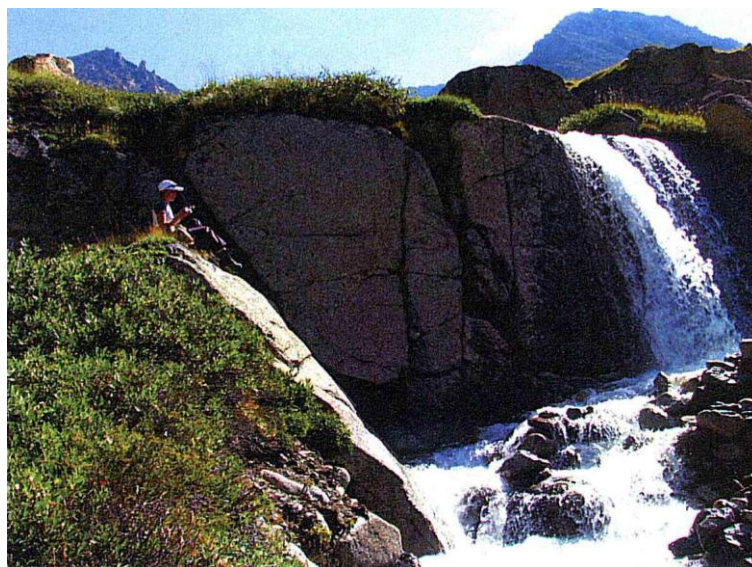


Рис. 9. Один из истоков реки Толайты. *Источник: Чистяков, Ганюшкин, 2012.*

Поймы рек, как правило, узкие, часто могут отсутствовать или иметь односторонний характер, перемещаясь с одного берега на другой. Скорости течения рек при этом значительны, составляя 1-1,5 м/с при ширине водотоков в несколько метров, глубине, как правило, около 1 м и сильной завалуненности русел. Редко в некоторых долинах, например, рек Холаш, Орта-Шегетей, Толайты наблюдаются участки мелкого меандрирования, сильного заболачивания днищ, а также заозеренности, что составляет реликтовое образование, оставшееся от таяния мертвых льдов в межригельных и межморенных понижениях днищ. Также для ряда рек, например, Толайты, Дуругсу, Орта-Шегетей, связанные с ними озера участвуют в регулировании их стока. (*Горный массив...*, 2012)

Озера Монгун-Тайги во многом связаны с рельефообразующей деятельностью ледников и плейстоценовыми оледенениями. В результате экспедиций на территории массива было выявлено порядка 130 озер площадью 0,01 км² и более, наиболее крупные из которых достигают площади 0,2-1,4 км², а суммарная площадь всех озер составляет 12,1 км². Также на периферии располагается крупное озеро Хиндиктиг-Холь площадью 65 км². Почти все озера проточны, что обусловлено избыточным увлажнением массива и приуроченностью большинства озер к долинам, имеющим уклоны в среднегорной части 2-3°, а в высокогорных - более 5-8°. (*Горный массив...*, 2012)

Озера по генезису подразделяются на следующие группы: каровые; ригельные; морено-подпрудные; термокарстовые. Первые три типа приурочены к стадияльным

колебаниям ледников с ранневюрмского оледенения, при этом по площади каровые озера уступают ригельным и морено-подпрудным. Термокарстовые озера связаны с предгорными моренными шлейфами и их размеры зачастую меньше или равны 0,1 км². Бывает, что озеро нельзя однозначно отнести к одному конкретному типу, так как его появление является одновременно следствием как экзарационной, так и аккумулятивной деятельности ледников, например, расположенные на днищах троговых долин цепочки разновозрастных озер, подпруженных одновременно и ригельными уступами, и лежащими на них моренами. Сами же озерные ванны связаны с ледниковой экзарацией, поэтому почти у 100% озер массива генезис гляциальный. (*Горный массив..., 2012*)

Неоднородность озер массива вследствие появления в регрессивную фазу оледенения проявляется и в их возрасте, уменьшающемся при движении по троговым долинам в сторону современных ледников, то есть к центру массива от периферии. С сокращением ледников и параллельным уменьшением их рельефообразующей деятельности уменьшались и масштабы моренных и ригельных подпруд и озерных ванн более поздних стадий по сравнению с более ранними. Еще формирующиеся и примыкающие к современным ледникам наиболее молодые озера имеют очень малый размер. Также, наличие лимногляциальных отложений в рамках массива свидетельствует о существовании в прошлом множества спущенных когда-то озер. Например, наличие озерных отложений в троговой долине реки Восточный Мугур свидетельствует о возможном существовании ранее таких озер и активности эрозионных процессов в северо-восточной части массива, хотя сейчас в бассейне Мугура наблюдается всего лишь одно каровое озеро. (*Горный массив..., 2012*)

Реки массива, имеющие преимущественно снеговое и ледниковое питание, наиболее многоводны в теплую часть года, когда наблюдается весенне-летнее половодье и паводки смешанного и дождевого происхождения, а наибольшая водность рек приходится на май-июль. Процесс снеготаяния на водосборах начинается с наиболее низко расположенных частей речных бассейнов, далее переходя на более высокие участки, поэтому питание рек талыми снеговыми водами весной иногда носит нарастающий характер. Периодическое возвращение холодов нарушает плавность развития половодья, придавая ему характер серии волн, накладывающихся на общую основную волну подъема. После схода сезонного снега в наиболее теплый период водность рек Монгун-Тайги обеспечивается таянием ледникового льда, снежно-фирновой зоны, снежников и подземных льдов, а выпадающие дожди усиливают речной сток. (*Горный массив..., 2012*)

Средняя длительность половодья – около 100 дней, за которые проходит 50% и более годового стока. Максимум половодья в 30-50 раз превышает величину среднего годового стока. Модуль среднегодового стока заключен в диапазоне 10-20 л/сек·км² с приуроченностью наибольших значений к высотным частям водосборов, а средний коэффициент стока составляет 0,4-0,6. Максимум половодья на алтайских реках достигает 500 л/сек·км², а наивысшие наблюдаемые дождевые максимумы составляют 400 л/сек·км². (Панина, 1966)

Для средних и крупных рек Горного Алтая характерна летне-осенняя межень в августе-сентябре длительностью 25-50 дней. Наименьшая водность на алтайских реках наблюдается в холодный период года, составляющий 6-7 месяцев в зависимости от географического положения водосбора. Модули стока открытого русла в этот период малы и составляют 10 л/сек·км², в зимний период эта величина меньше в несколько раз. Кроме этого, на малых реках, текущих из ледников, наблюдаются внутрисуточные колебания уровня воды, связанные с ходом температуры воздуха, амплитуда которых может составлять 20-40 см. В горных районах максимум температуры воздуха наступает после 14 часов, а минимальные значения наблюдаются ночью, соответственно этому синхронно изменяются уровни воды, но моменты их максимальных значений запаздывают на несколько часов, что связано с процессом добегания талых вод после момента наступления максимальных температур воздуха. Максимальные значения уровня воды, как правило, регистрируются в 20 часов, затем они, уменьшаясь, к 2-3 часам ночи достигают минимума. (Горный массив..., 2012)

Что касается стока наносов, то в горных и предгорных районах с значительной расчлененностью рельефа глубинная и боковая эрозия действует наиболее ярко, а процесс смыва твердого материала менее интенсивен за счет распространения скальных пород, что наиболее заметно в периоды поступления талых и дождевых вод от сильных ливней в русла рек. Воды средних и малых горных рек чаще всего имеют небольшую мутность из-за преобладания в наносах частиц крупной фракции, переносимых потоком во влекомом состоянии, средние значения колеблются от 10-15 г/м³ до 25-45 г/м³. Максимальные значения мутности – от 100-250 до 500-850 г/м³ - наблюдаются в период пика весеннего половодья, мутность может также резко повышаться во время прохождения дождевых паводков. (Горный массив..., 2012)

2.6. Растительный и почвенный покров

Ландшафтная структура массива отличается высокой степенью неоднородности, обусловленной большим гипсометрическим перепадом от 1800 до 4000 м и хорошо

выраженной вследствие этого высотной дифференциацией ландшафтных комплексов, отраженной как в характере рельефа, так и в почвенно-растительном покрове. Специфические особенности высотной поясности разных частей массива обусловлены также большим разнообразием температурно-влажностных условий, связанных как с гипсометрическим, так и с циркуляционным фактором. Наиболее увлажнены северные и северо-западные склоны, на которых преобладают тундровые ландшафты. Перераспределение твердых осадков обеспечивает достаточное увлажнение на восточных склонах массива. Южные и юго-восточные склоны являются наиболее засушливыми, находясь в орографической тени высокогорной части от влагонесущих масс воздуха, что проявляется в широком распространении опустыненных степей на юге в направлении Ачитнурской котловины. (*Горный массив..., 2012*)

Центральная высокогорная часть массива в интервале от 2800 до 3970 м имеет развитое горное оледенение, а общая площадь расположенных в непосредственной близости к леднику современных морен, почти лишенных растительности, составляет 31 км². Относительно короткий срок формирования подобных геосистем определяет фрагментарное распространение криопетрофитов и подушечников на петроземах. Значительная расчлененность рельефа и денудационно-экзарационные процессы, отличающиеся высокой интенсивностью, сформировали альпинотипное высокогорье с большим количеством цирков и каров, ступенчатых и заозеренных долин с пилообразными гребнями между ними относительно высотой до 500 м и абсолютным отметками 3200-3500 м. Наиболее развиты цепочки каров к юго-западу от вершины Монгун-Тайга, где располагаются висячие трюги, примыкающие к трюговым долинам Толайты и Орта-Шегетей. На нижних частях склонов трюговых долин преобладают злаково-разнотравные луга, а в переувлажненных местообитаниях на днищах трюговых долин распространены осоковые и осоково-разнотравные луга на торфяно-глееземах. (*Горный массив..., 2012*)

Значительные пространства высокогорий заняты пологими поверхностями выравнивания в диапазоне высот от 2700 до 3100 м, которые в большинстве своем распространены в междуречьях Шара-Хорагай и Мугур, Орта-Шегетей и Моген-Бурен. На поверхностях выравнивания преобладают фрагментарные криопетрофитные группировки на петроземах и каменистые кобрезиевые пустоши на грубогумусовых литоземах, большинство участков практически лишено растительно-почвенного покрова. В более увлажненных местообитаниях наблюдаются разнотравно-осоковые луга на перегнойно-грубогумусовых почвах, с присутствием таких содоминантов

различных видов осок как горец, мытник, лютик альпийский, ясколка, мак альпийский и пр. (*Горный массив...*, 2012)

Лесная растительность в районе Монгун-Тайги имеет строгую экспозиционную приуроченность к северо-восточным, северным и северо-западным склонам средней крутизны, а также долинам рек, при этом не образуя целостных полос и встречаясь островными участками на северном макросклоне в высотном диапазоне 2000-2400 м. Более 80% лиственничников сосредоточены в интервале от 2100 до 2350 м. Общая площадь лесов в окрестностях Монгун-Тайги составляет 54 км², наибольшие площади леса занимают на склонах делювиального сноса в междуречье Мугура и Каргы (*рис. 10*), а также местами по правому берегу Мугура. Среди кустарников распространены жимолость, спирея, из разнотравья представлены бор, аконит, гвоздика, подмаренник настоящий, горькуша альпийская и др. (*Горный массив...*, 2012)

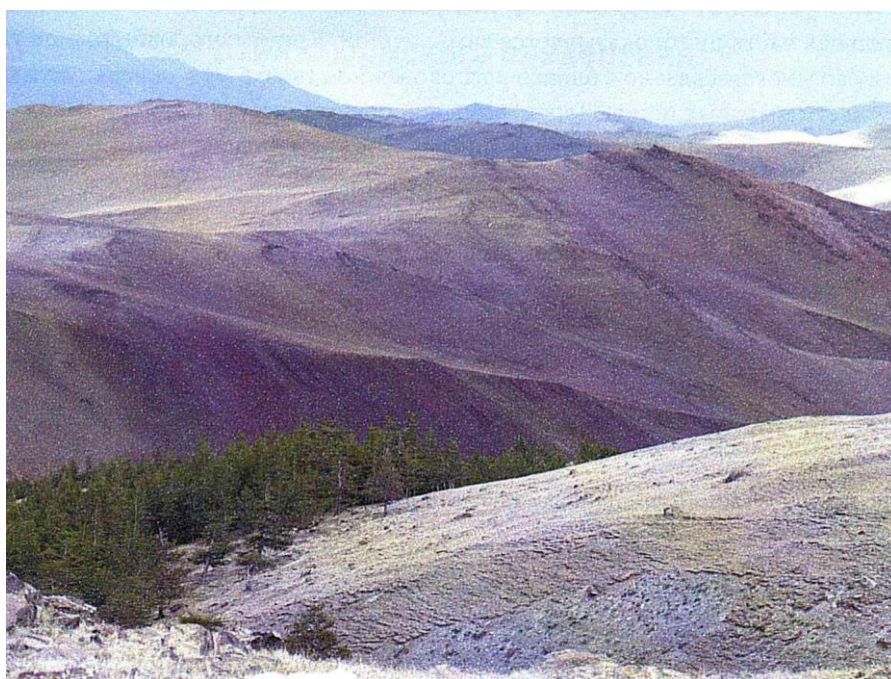


Рис. 10. Лиственничники в бассейне реки Каргы. *Источник: Чистяков, Ганюшкин, 2012.*

Южная часть Монгун-Тайги характеризуется более засушливыми условиями, поэтому в среднегорье этой части массива лесной пояс полностью отсутствует, облик степей более ксерофитный, а местами напоминает полупустыню. На склонах делювиального сноса и на склонах делювиальной аккумуляции преобладают разреженные разнотравно-злаковые степи на гумусовых псаммоземах. Злаки представлены фестукой, мятликом, разнотравье – эфедрой Федченко, полынью, звездчаткой и др. Нижние части денудационных склонов часто занимают разнообразные кустарники: карагана, спирея, курильский чай; на пролювиальных

склонах и склонах делювиальной аккумуляции значительно распространена полынь, злаковые степи чередуются с злаково-полынными. (*Горный массив...*, 2012)

Отдельное значение в ландшафтной структуре южной среднегорной периферии Монгун-Тайги отдается огромным троговым долинам Толайты и Орта-Шегетей, днища которых местами перегорожены древними конечными моренами на уровне 2300-2500 м. Некоторые части морен с сформировавшимися черноземовидными почвами заняты остепненными разнотравно-злаково-осоковыми лугами с преобладанием осок, фестуки, камнеломки и др. на общей площади 5 км². Наличие конечно-моренных перемычек ведет к переувлажнению широких днищ долин, поэтому летом с интенсивным таянием ледников значительная часть днищ затопляется. Помимо этого, избыточному увлажнению способствуют близкорасположенные к поверхности – 50 см – толщи многолетнемерзлых пород. Территории долин «наполнены» озерами-старицами, окруженными переувлажненными, а иногда и заболоченными разнотравно-осоковыми лугами на торфяно-глееземах, а в понижениях эти луга чередуются с ерниками из круглолистной березы и различных ив. В нижних хорошо дренированных частях долин Толайты и Орта-Шегетей расположены довольно крупные озера – Эски-Толайты и Сиве-Холь соответственно, на берегах которых растительность имеет отчетливый сухостепной характер. (*Горный массив...*, 2012)

Глава 3. Изменения наледей, реконструированные по трем временным срезам (1966, 2000, 2014 годы)

3.1. Особенности локализации наледей на 1966, 2000, 2014 годы

Определение локализации наледей в районе горного массива Монгун-Тайга по трем временным срезам являлось предварительным этапом к достижению поставленной цели данного исследования и заключалось в отрисовке наледей по материалам космической съемки и аэрофотосъемки в указанные годы и дальнейшем составлении каталогов наледей по состоянию на 1966, 2000 и 2014 годы по ключевым характеризующим параметрам: местонахождение, экспозиция, площадь и абсолютные высоты нижних и верхних границ наледей.

В 1966 году по данным аэрофотосъемки в районе исследования было обнаружено 7 наледей разных размеров и форм (*табл. 1*) суммарной площадью 0,7587 км². На участках № 1-4 наледи были сформированы в расширениях речных долин, выровненных и с поверхности сложенных галечниками. Это зона вблизи конуса выноса в расширении долины в верховьях реки Мугур (№1), галечник выше проточного озера у истока реки Балыктыг (№2), а также расширения долин рек Правый Мугур (№3) и Восточный Мугур (№4), где сформировались крупные вытянутые наледи. В расширении долины Восточного Мугура сформировалась крупнейшая наледь в 1966 году – 0,2535 км².

На участках №5 и №6 сформировались небольшие наледи по краям примерно одинаковых по размеру озер. Участок №5 – небольшая наледь (менее 0,01 км²) на северо-западной окраине проточного озера в цепочке озер, связанных с руслом реки Толайты, в центральной части Монгун-Тайги. На участке №6 в 1966 году также образовалась средняя по площади наледь (0,105 км²) на выходе из безымянного сточного озера, воды которого текут в озеро Узун-Холь.

На участке № 7 в районе перехода восточного конца ледника к истоку Восточного Мугура на галечнике сформировалась тончайшая вытянутая наледь (0,02 км²), следы которой едва различимы на аэрофотоснимках за 1966 год.

В общем плане можно отметить, что 43% наледей образовались в прибрежной части озер, а 57% - в долинах рек. Примерно 70% наледей располагались на склонах восточных, северо-восточных и юго-восточных экспозиций, при этом примерно половина из них ориентирована на северо-восток, а треть наледей располагается на северных склонах. Высотный диапазон распределения наледей колебался от 2500 м до 2760 м, при этом средняя высота нижней границы наледей составляла 2610 м, а средняя

высота верхней – 2670 м, а в общем при движении с севера на юг наблюдается повышение высотного диапазона границ наледей.

Табл. 1. Каталог наледей в районе горного массива Монгун-Тайга по состоянию на 1966 год. *Источник: составлено автором.*

№	Местонахождение	Площадь, км ²	Экспозиция	Нижняя граница, м	Верхняя граница, м
1	Конус выноса в расширении долины реки Мугур	0,0367	С	2500	-
2	Выше проточного озера в верховьях реки Балыктыг	0,2281	С	2690	-
3	Расширение долины реки Правый Мугур	0,1061	СВ	2600	2640
4	Расширение долины реки Восточный Мугур	0,2535	СВ	2520	2600
5	Небольшое проточное озеро в центре горного массива к западу от долины Толайты	0,0082	В	2640	-
6	Сточное озеро в долине Толайты к северо-западу от озера Узун-Холь	0,1052	ЮВ	2700	-
7	Исток реки Восточный Мугур восточнее долинного ледника основного массива	0,0209	В	2600	2760
	Общая площадь, км²	0,7587	Средняя высота границы, м	2610	2670

Указанные особенности локализации наледей по склонам определенных экспозиций и абсолютным высотам в 1966 году могут быть обусловлены степенью приближения к основному леднику массива. Наиболее длинные и широкие наледи сформировались в расширениях долин к северу и северо-востоку от главного ледника, что обусловлено задерживанием стока на пологих участках и мягкими однородными

летними температурами воздуха - от 6,3 до 6,8 °С (табл. 2), удлиняющими время таяния льда.

Табл. 2. Средние месячные температуры воздуха летних месяцев по данным метеостанции Мугур-Аксы, пересчитанные для средних высот образования наледей.

Источник: Составлено автором.

Год	t° июня, °С	t° июля, °С	t° августа, °С
1966	6,3	6,8	6,7
2000	8,2	9,7	8,3
2014	6,2	9,3	7,3

В 2000 году для определения особенностей локализации наледей использовался космический снимок Landsat, по которому были обнаружены 9 наледей (табл.3). Суммарная площадь наледей Монгун-Тайги составила 0,2989 км². Две самые крупные вытянутые наледи сформировались на галечниках в пологих расширениях долин притоков Мугура – Восточного Мугура (№ 4 - 0,086 км²), разбитая на две части, и Правого Мугура (№3 - 0,075 км²). Крупная наледь (№7) сформировалась у перехода главного ледника в исток Восточного Мугура (0,07 км²). Небольшие наледи на галечниках площадью 0,01 км² и менее сформировались и в долине основного Мугура (№1), а также у истока Балыктыг (№2) чуть южнее озера (Рис. 11).

На северо-западной окраине проточного озера западнее Толайты в центре массива (№5) в 2000 году образовалась крохотная наледь площадью 0,006 км², на выходе из безымянного озера к северо-западу от Узун-Холь наледь (№6) также образовалась крайне небольшая – менее 0,02 км².

Кроме этого, была обнаружена небольшая наледь (№8) площадью 0,007 км² в верхней части долины реки Толайты у края моренного поля под ледниками северо-западной части горного массива, а также две близко расположенные маленькие наледи (№9) на галечниках на пологом расширении долины реки Булуктуг-Кара-Су общей площадью 0,023 км².



Рис. 11. Наледь на галечнике в расширении долины реки Балыктыг в 2000 году.

Источник: фото Д.А. Ганюшкина

Табл. 3. Каталог наледей в районе горного массива Монгун-Тайга по состоянию на 2000 год. *Источник: составлено автором.*

№	Местонахождение	Площадь, км ²	Экспозиция	Нижняя граница, м	Верхняя граница, м
1	Конус выноса в расширении долины реки Мугур	0,0053	С	2500	-
2	Выше проточного озера в верховьях реки Балыктыг	0,0108	С	2690	-
3	Расширение долины реки Правый Мугур	0,075	СВ	2600	2640
4	Расширение долины реки Восточный Мугур	0,0857	СВ	2480	2500
5	Небольшое проточное озеро в центре горного массива к западу от долины Толайты	0,0057	В	2640	-

Продолжение таблицы 3

№	Местонахождение	Площадь, км ²	Экспозиция	Нижняя граница, м	Верхняя граница, м
6	Сточное озеро в долине Толайты к северо-западу от озера Узун-Холь	0,0168	ЮВ	2700	-
7	Исток реки Восточный Мугур восточнее долинного ледника основного массива	0,0698	В	2600	2760
8	Окраина моренного поля в верхней части долины Толайты	0,0067	ЮВ	2750	-
9	Долина реки Булуктуг-Кара-Су	0,0231	З	2240	2480
	Общая площадь, км²	0,2989	Средняя высота границы, м	2580	2600

В 2000 году доля наледей, образовавшихся на галечниках, составила 70%, а на окраинах озер – 30%. Чуть меньше 70% наледей поровну локализованы на склонах восточных, северо-восточных и юго-восточных экспозиций, а около 45% наледей ориентированы на север. Диапазон абсолютных высот, в котором были локализованы наледи в 2000 году, варьировался от 2240 до 2760 м, при том, что средние высоты нижней и верхней границ наледей составляли 2580 и 2600 м соответственно.

Небольшие размеры наледей, сформировавшихся в массиве в 2000 году, а также их преобладающая локализация на галечниках в расширениях долин могут быть связаны с летними температурами - от 8,2 до 9,7 °С (табл. 2) - и последующим процессом отступления ледников и перераспределением стока, а также таянием самих наледей. Тем не менее, существует и обратный пример с образованием крупной наледи на переходе из ледника в Восточный Мугур (№7), т.к. с отступанием ледника образовалась перемычка между ледником и истоком Восточного Мугура, задерживающая часть стока.

В 2014 году на территории Монгун-Тайги с использованием космического снимка было обнаружено 10 наледей, общая площадь которых составляла 0,2243 км². Наибольшая по площади наледь (0,054 км²) образовалась на галечнике Правого Мугура (№3). В верховьях рек Балыктыг (№2), Мугур (№1) и Восточный Мугур (№4) на

склонах северной и восточной экспозиций образовались примерно равные по размеру (0,022 – 0,03 км²) наледи. Восточнее перемычки между одним из концов главного ледника и Восточным Мугуром образовалась наледь (№7) площадью 0,038 км², а в долине реки Булуктуг-Кара-Су на галечниках (№9) сформировался комплекс из 6 наледей общей площадью 0,029 км².

На северо-западной окраине проточного озера в центре Монгун-Тайги к западу от долины Толайты (№5) и на выходе из сточного озера северо-западнее озера Узун-Холь (№6) сформировались крошечные наледи 0,003-0,005 км², также небольшие наледи схожей площадью 0,008 км² сформировалась на южной окраине безымянного озера в одном из истоков реки Джаарс (№10) и на окраине моренного поля в верхней части долины Толайты юго-западнее вершины массива (№8).

Табл. 4. Каталог наледей в районе горного массива Монгун-Тайга по состоянию на 2014 год. *Источник: составлено автором.*

№	Местонахождение	Площадь, км ²	Экспозиция	Нижняя граница, м	Верхняя граница, м
1	Конус выноса в расширении долины реки Мугур	0,028	С	2500	-
2	Выше проточного озера в верховьях реки Балыктыг	0,0303	С	2690	-
3	Расширение долины реки Правый Мугур	0,0538	СВ	2600	2640
4	Расширение долины реки Восточный Мугур	0,0219	СВ	2480	2520
5	Небольшое проточное озеро в центре горного массива к западу от долины Толайты	0,0047	В	2640	-
6	Сточное озеро в долине Толайты к северо-западу от озера Узун-Холь	0,0028	ЮВ	2700	-
7	Исток реки Восточный Мугур восточнее долинного ледника основного массива	0,0375	В	2600	2800

Продолжение таблицы 4

№	Местонахождение	Площадь, км²	Экспозиция	Нижняя граница, м	Верхняя граница, м
8	Окраина моренного поля в верхней части долины Толайты	0,0085	ЮВ	2750	-
9	Долина реки Булуктуг-Кара-Су	0,029	З	2160	2440
10	Сточное озеро в районе истока реки Джаарс	0,0078	С	2750	-
	Общая площадь, км²	0,2243	Средняя высота границы, м	2590	2600

В общем выражении по всему массиву в 2014 году отмечается, что примерно 40% наледей образовались на окраинах сточных и проточных озер, тогда как в расширениях долин рек на галечниках сформировалось 60%. Примерно 60% наледей располагались поровну на склонах восточных, северо-восточных и юго-восточных экспозиций, при этом примерно половина всех наледей располагается на северных и северо-восточных склонах. Высотный диапазон распределения наледей в 2014 году изменялся от 2160 до 2800 м, при этом средняя высота нижней границы образования наледей составляла 2590 м, а средняя высота верхней – 2600 м, а в целом повышение высотного диапазона границ наледей наблюдалось при движении с юго-запада на северо-восток и восток.

Характер локализации наледей массива подобным образом в 2014 году может быть вызван следующими причинами: общее потепление и повышенные летние температуры - от 6,2 до 9,3 °С (табл. 2) – влекут сокращение ледников, при этом сток талых ледниковых вод уменьшается и, кроме этого, перераспределяется, приводя к изменению объема питания наледей в разных частях массива в большую или меньшую сторону.

3.2. Динамика наледей в 1966-2014 годах и ее факторы

В этом параграфе будет рассмотрена динамика наледей по ключевым показателям, а также изменение характера и особенностей локализации на основе трех

временных срезов, затем на основе данной информации будут пояснены причины динамики наледей массива Монгун-Тайга за указанный период.

Сравнение основных показателей наледей в 1966 и 2000 годах с использованием каталогов наледей демонстрирует ощутимые изменения значений к 2000 году. В первую очередь, обращает на себя внимание более, чем в 2,5 раза, сокращение общей площади, занимаемой наледями – от 0,7587 до 0,2989 км². Кроме этого, произошло изменение высотного диапазона локализации наледей – от 2500 - 2760 м к 2240 - 2760 м, а также некоторое понижение средних значений высот, на которых распространены наледи, от 2610 - 2670 м до 2580 - 2595 м. Впрочем, если исключить из расчета среднего значения высот пониженный участок долины Булуктуг-Кара-Су, то средние значения высот локализации наледей все равно не поднимутся выше диапазона 2620 - 2630 м, что лишь подтверждает снижение средних значений высот наледообразования.

Примечательно также большее количество обнаруженных наледей при их меньшей индивидуальной и общей занятой площади. При этом если в 1966 году на галечниках в пологих расширениях долин рек было локализовано 57% всех наледей Монгун-Тайги, то в 2000 году это значение составляло уже 70% от всех наледей массива. С увеличением количества обнаруженных наледей на территории массива изменялась и их преобладающая экспозиция: если в 1966 году большинство наледей было локализовано на склонах восточной экспозиции с отклонением к югу и северу, то в 2000 году распределение внутри преобладающей восточной экспозиции уже было поровну на северо-восток, восток и юго-восток, а в целом по всем наледям за 2000 год возросла доля северной экспозиции до 45% от общего количества. Важно также и изменение летних температур в сторону повышения в 2000 году: если в 1966 году температура летних месяцев была довольно однородна, колеблясь от 6,3 до 6,8 °С, то в 2000 году значения летних температур выросли на 1-3°С от 8,2 до 9,7 °С.

Для большей конкретизации тенденции сокращения площадей, занимаемых наледями, стоит попарно сравнить наледи, локализованные в обоих временных срезах, по каталогам на 1966 и 2000 годы. Исходя из этих данных, можно наблюдать, что наледь на галечнике под конусом выноса на основном Мугуре (№1) сократилась в 7 раз (0,0367 км² → 0,0053 км²), в верховье реки Балыктыг выше безымянного проточного озера (№2) – в 21 раз (0,2231 км² → 0,0108 км²). На галечниках притоков Мугура – Восточном Мугуре (№4) и Правом Мугуре (№4) – сокращение происходили в меньших масштабах – в 3 (0,2533 км² → 0,0857 км²) и 1,5 (0,1061 км² → 0,075 км²) раза соответственно, при этом у наледи на Восточном Мугуре снизился высотный диапазон с 2520 – 2600 м к 2480 – 2500 м. Что характерно, наледь на переходе между восточным

концом привершинного ледника Монгун-Тайги и истоком Восточного Мугура (№7) выросла в 3,5 раза ($0,0209 \text{ км}^2 \rightarrow 0,0698 \text{ км}^2$), оставшись в том же высотном диапазоне, т.е. увеличившись в ширину.

На северо-западной окраине безымянного проточного озера в центре Монгун-Тайги (№5) произошло небольшое сокращение наледи 2000 года по сравнению с 1966 годом – в 1,5 раза ($0,0082 \text{ км}^2 \rightarrow 0,0057 \text{ км}^2$), тогда как наледь на стоке из безымянного озера, находящегося на северо-западе от озера Узун-Холь, сократилась более, чем в 6 раз ($0,1052 \text{ км}^2 \rightarrow 0,0168 \text{ км}^2$). При этом, отмечая данную тенденцию, важно отметить появление небольшого комплекса из 2 наледей в долине Булуктуг-Кара-Су площадью $0,023 \text{ км}^2$.

В 2014 году произошло еще большее сокращение общей площади наледей с $0,2989 \text{ км}^2$ до $0,2243 \text{ км}^2$ (-25%). Диапазон высот локализации наледей в 2014 году изменился в сторону расширения – от 2240 – 2760 м к 2160 - 2800 м. Произошло также и незначительное повышение средних нижних и верхних значений высот, на которых локализуются наледи массива – от 2580 – 2595 м к 2590 – 2600 м. При этом, если вновь исключать из расчета пониженный участок Булуктуг-Кара-Су, то средние высоты поднимутся на 30 м обе, что лишь подтвердит тенденцию к поднятию высоты наледообразованию выше по массиву.

Тенденция сокращения общих и индивидуальных площадей при увеличении общего количества локализованных наледей сохранилась и в 2014 году по отношению к 2000 году. Примечательно увеличение процента наледей, локализованных на окраинах сточных и проточных озер, - с 30 до 40% от общего количества. Увеличение общего количества локализованных в пределах массива наледей привело к изменениям в преобладающих экспозициях: если в 2000 году около 70% наледей были преимущественно восточной экспозиции и поровну распределялись по восточным, северо-восточным и юго-восточным склонам, то в 2014 году это значение снизилось до примерно 60%, в то время как процент наледей, так или иначе ориентированных на север, немного возрос с 45 до 50%. Стоит отметить, что, несмотря на сокращение на примерно $1 - 2 \text{ }^{\circ}\text{C}$, температуры воздуха летних месяцев остались повышенными – от $6,2$ до $9,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение лета 2014 года.

Попарное сравнение площадей наледей по каталогам на 2000 и 2014 годы с целью конкретизации тенденции сокращения общих площадей наледей в пределах Монгун-Тайги, демонстрирует следующие особенности: наледь на галечнике под конусом выноса на основном Мугуре (№1) в 2014 году оказалась больше в 5,3 раза

(0,0053 км² → 0,028 км²), в верховье реки Балыктыг выше безымянного проточного озера (№2) – в 3 раза (0,0108 км² → 0,0303 км²).

На галечниках притоков Мугура – Восточном Мугуре (№4) и Правом Мугуре (№4) - наледи сократились темпами, схожими с сокращением площадей этих наледей 2000 года относительно 1966 года – в 4 (0,0857 км² → 0,0219 км²) и 1,5 (0,075 км² → 0,054 км²) раза соответственно, на Восточном Мугуре сформировались, как и в 2000 году, две отдельные близкорасположенные наледи, которые несколько расширили диапазон высот локализации наледи с 2480 – 2500 м до 2480 – 2520 м. Увеличивавшаяся в 2000 году наледь на переходе между восточным концом привершинного ледника Монгун-Тайги и истоком Восточного Мугура (№7) в 2014 году сократилась почти в 2 раза (0,0698 км² → 0,0375 км²), при это расширив свой высотный диапазон с 2600 – 2760 м до 2600 – 2800 м, т.е. вновь вытянувшись и утончившись.

Наледи на северо-западной окраине безымянного проточного озера в центре Монгун-Тайги (№5) и на стоке из безымянного озера, находящегося на северо-западе от озера Узун-Холь (№6) в 2014 году продолжили сокращаться схожими с 2000 годом темпами, уменьшив свою площадь соответственно на четверть (0,0057 км² → 0,0047 км²) и в 6 (0,0168 км² → 0,0028 км²) раз, т.е. на окраинах сточных и проточных озер в 2014 году, по сути, образовывались крохотные наледи. Необходимо отметить также появление новой наледи (№10) также небольшой площади – 0,0078 км² - на южной окраине сточного озера у истока реки Джаарс на юго-западе массива, хотя по площади она превосходит наледи на участках №5 и №6 на окраинах озер вместе взятые.

Отдельно выделяется рост двух впервые появившихся в 2000 году наледей: на окраине моренного поля в верхней части долины Толайты (№8) и наледь на галечниках в пологом расширении долины реки Булуктуг-Кара-Су (№9). Первая выросла на треть (0,0067 км² → 0,0085 км²), а в долине Булуктуг-Кара-Су сформировался комплекс из 6 близлежащих наледей общей площадью 0,029 км², увеличившийся в своей площади на четверть относительно 2000 года (0,0231 км² → 0,029 км²).

Для устойчивого формирования наледей необходимы, прежде всего, достаточный сток, в полной мере обеспечивающийся лишь горно-долинными ледниками, и низкие температуры воздуха, позволяющие осуществить если не намораживание льда, то хотя бы удлинение времени его таяния, а также стабильность геоморфологических условий. Если в 1966 году, по-видимому, вместе с геоморфологическими условиями для формирования широких устойчивых наледей на узком диапазоне высот в достаточной степени обеспечивались и климатические, а также объем стока, то в 2000 и 2014 годах климатические и гидрологические параметры

претерпевали изменения, обусловившие данную динамику наледей в исследуемые годы.

Сокращение общей площади локализованных наледей в 2000 году вполне объяснимо трендом потепления климата. Увеличение средних годовых температур с 1984 года привело к сокращению площади ледников, получающих меньше питания, и их отползанию вверх. При этом часть стока, вероятно, была перераспределена, поэтому на 2000 год были локализованы две новообразовавшиеся наледи (№8 и №9), чему могла поспособствовать еще одна гидрологическая особенность. При перераспределении стока часть его может задерживаться моренным материалом или слишком пологим руслом, особенно при наличии извилистых меандр. Образование наледи №8 у края моренного поля в верхней части долины Толайты было связано как раз с этим фактором, так как на аэрофотоснимках 1966 года видно, что еще не сформировались предпосылки к обнажению морены и задержки стока, ставшие актуальными в 2000 году. Образование двух разрозненных, но близкорасположенных наледей, составивших единый участок №9 в русле Булуктуг-Кара-Су, связано с торможением стока за счет малых уклонов русла и наличия нескольких меандр в среднем течении Булуктуг-Кара-Су.

Уменьшение стока и его задержка служат также объяснением, почему наледей в 2000 году было локализовано больше, а индивидуальные значения площадей оказались меньше. К галечникам в долинных расширениях прибывало меньше талых ледниковых вод, поэтому намораживание меньшего количества стока привело к сокращению площадей наледей основного русла Мугура и его притоков, в особенности Восточного Мугура, где сформировались две небольшие разрозненные округлые наледи на месте крупной вытянутой наледи 1966 года. Однако сложившиеся условия сыграли в отдельном случае положительную роль для наледообразования в районе перехода конца основного ледника массива в исток Восточного Мугура (наледь №7). При отступании ледника начала обнажаться перемычка, частично задерживающая сток. При этом на месте отступающего ледника стало образовываться задровое пространство, размеры которого были оптимальные для разрастания площади наледи. В результате этого процесса на месте тончайшей, еле заметной наледи 1966 года в 2000 году образовалась наледь в 3,5 раза большая по площади.

Сокращение площадей наледей № 5 и №6 на окраинах сточных и проточных озер в северных и западных ветвях долины Толайты тоже является следствием фактора уменьшения стока, который был приумножен за счет повышенных на 2 - 3 °С летних

температур воздуха, что ускорило время таяния ледников и аккумуляровавшегося наледного льда, не позволяя наморозить наледи больших площадей.

В 2014 году особенности динамики многолетних наледей была обусловлены увеличением влияния факторов, определявших наледообразование в 2000 году. Тренд увеличения средней годовой температуры удерживал свои позиции, а температура летних месяцев оставалась выше уровня 1966 года, хотя по сравнению с значениями температур летних месяцев 2000 года было продемонстрировано снижение примерно на 1 - 2 °С. Устойчивая тенденция к сокращению и отступанию ледников провоцировала за собой дальнейшее уменьшение общей площади, занятой многолетними наледями на территории Монгун-Тайги, а также снижение значений индивидуальных площадей почти всех наледей за некоторым исключением.

Отступление ледников вкупе с сокращением объема стока талых ледниковых вод и перераспределением стока обозначил разные векторы развития для разных наледей. На галечники притоков Мугура – Восточного Мугура и Правого Мугура – пришло меньше стока и поэтому на них сформировались узкие и относительно короткие наледи площадью существенно меньшей, чем в 2000 году. При этом на галечниках в расширении долин основного Мугура и верховья реки Балыктыг сформировались наледи, в несколько раз превышающие по площади наледи 2000 года, что может быть следствием перераспределения стока на эти долины, а также тот факт, что конус выноса выше галечника на основном Мугуре, снова стал задерживать достаточно материала.

Стоит отметить отступление наледи на переходе между концом основного ледника и истоком Восточного Мугура (№7), что вызвано «отыгрыванием» фактора обнажения перемычки и зандрового пространства в результате отступления ледника. В какой-то момент размеры зандрового поля превысили оптимальные и задерживающийся сток стал нести потери, растекаясь по зандру. Кроме этого, на космоснимке отмечено бронирование правого борта перехода в приток, из-за чего через левую сторону стало поступать меньше стока и это вызвало утончение и уменьшение как этой наледи при одновременном некотором увеличении высотного диапазона локализации наледи, так и упомянутой выше наледи в расширении долины Восточного Мугура (№4).

Образовавшаяся в 2000 году наледь на окраине моренного поля в верхней части долины Толайты (№8) увеличилась на четверть относительно 2000 года за счет того, что ледники северо-запада массива начали отступать и перераспределившийся сток стал в большем объеме задерживаться мореной. В долине Булуктуг-Кара-Су вместо

двух отдельных наледей сформировался комплекс из шести близкорасположенных наледей (№9) на высотах 2160 – 2440 м, что было спровоцировано торможением большего количества перераспределившегося стока меандрами и очень пологими уклонами.

Изменение экспозиционных особенностей с переориентированием локализации наледей со склонов преимущественно восточной экспозиции на склоны северо-восточной экспозиции в 2000 году и затем северо-восточной и северной экспозиций в 2014 году связано, опять же, с сокращением и отступанием ледников Монгун-Тайги, в особенности главного привершинного ледника и, соответственно, уменьшением питания талыми ледниковыми водами восточных склонов, а также перераспределением стока.

3.3. Выводы о высотно-экспозиционных особенностях и динамике многолетних наледей района исследования

Основываясь на анализе особенностей локализации и факторов динамики многолетних наледей в пределах горного массива Монгун-Тайга в 1966-2014 годы, можно выделить следующие положения:

- процессы наледообразования в исследуемый период в пределах горного массива Монгун-Тайга были в основном приурочены к следующим районам: во-первых, к пологим и очень пологим расширениям долин рек между моренами, выполненным с поверхности галечниками, например, долины притоков основного русла Мугура – Восточного Мугура и Правого Мугура; во-вторых, к конусам выноса на пологих участках речных долин с тем же галечником, например, на основном Мугуре; кроме этого, наледообразование также развивалось в районе края ледника с забортанной справа долиной, примыкающего к Восточному Мугуру, на окраинах сточных и проточных озер в разных частях массива, а также на пологих участках долин рек с активным меандрированием, например, Булуктуг-Кара-Су;

- вследствие приуроченности стока и исходя из стабильности геоморфологических условий подавляющее большинство наледей образовывалось в разные годы на одних и тех же местах с изменением только значений площади, в качестве некоторого отклонения от этого условия можно привести отдаление наледей, формировавшихся в 2000 и 2014 годы в долине реки Балыктыг, от безымянного проточного озера, к окраине которого примыкала крупная наледь в 1966 году, а также

небольшое снижение по руслу мест локализации наледей на Восточном Мугуре в 2000 и 2014 годах вследствие уменьшения стока и возможностей к его задерживанию;

- изменение экспозиционных особенностей наледей массива в исследуемый период регулировалось, в основном, отступанием ледников Монгун-Тайги, особенно привершинного, с последующим уменьшением прихода стока на склоны восточной экспозиции и вероятным перераспределением талых ледниковых вод на северо-восточные и северные склоны, в то время как колебания вверх-вниз средних высот распространения наледей носили случайный характер и не могут быть приняты в качестве определения какой-то тенденции;

- изменение суммарных площадей, занимаемых наледями на территории Монгун-Тайги в различные годы, а также индивидуальных площадей наледей массива было в той же степени, что и экспозиционные изменения, обусловлено процессом отступления ледников массива с такой ремаркой, что перераспределение стока в исследуемый период несло неоднозначный характер и влияло на изменение индивидуальных площадей наледей в разные годы неоднотипно.

Заключение

В данном исследовании были затронуты теоретические вопросы наледообразования и факторов динамики наледей. Исследование пространственного локализации наледей и их динамика в различные годы дает возможность выявить степень влияния внутренних и внешних факторов и их взаимосвязь друг с другом. Актуализация и уточнение параметров наледей в различные годы, прежде всего, площадей, может использоваться в дальнейшем для характеристики обеспеченности водными ресурсами районов их локализации. Стоит сказать, что при преследовании цели оценить обеспеченность водными ресурсами желательнее более тщательное регулярное экспедиционное наблюдение за локализацией и динамикой многолетних наледей с позиции определения их толщины для уточнения и накопление информации об их объемных параметрах.

Изучение высотно-экспозиционных особенностей и факторов динамики многолетних наледей было произведено на ключевом участке Юго-Восточного Алтая – горном массиве Монгун-Тайга – по трем временным срезам (1966, 2000 и 2014 годы) путем выявления особенностей локализации наледей и анализа их изменчивости.

С использованием теоретического материала, а также материалов космической съемки и аэрофотосъемки были построены карты, отразившие пространственные изменения наледей массива Монгун-Тайга по трем временным срезам, а также проведена каталогизация наледей по ключевым параметрам (местонахождение, экспозиция, площадь, нижняя и верхняя границы) по состоянию на 1966, 2000, 2014 годы.

В результате анализа составленных плодов картографирования и локализации наледей были определены характер и причины локализации наледей в пределах Монгун-Тайги, а именно, что в большинстве случаев наледи образуются на одних и тех же местах из-за приуроченности стока и при стабильных геоморфологических условиях, а от года к году колеблются только значения их площадей и общая площадь, занимаемая наледями в пределах массива. Помимо этого, в районе исследования были выделены основные места локализации наледей на всех временных срезах:

- пологие и очень пологие расширения долин рек между моренами, выполненные с поверхности галечниками;
- конусы выноса на пологих участках речных долин, также выполненные с поверхности галечниками;

- примыкающие к ледникам верхние части долин;
- пологие участки долин рек с активным меандрированием;
- края моренных полей, как правило, у подножий ледников;
- окраины сточных и проточных озер с пологими участками рельефа.

Основной причиной изменения экспозиционных особенностей наледей массива в исследуемый период было названо отступление ледников Монгун-Тайги с последующим уменьшением стока талых ледниковых вод и вероятным перераспределением с одних склонов на другие. Колебания вверх-вниз средних высот распространения наледей в период исследования носили случайный характер и оказались не приурочены к какой-либо тенденции.

В конечном итоге по результатам анализа было выявлено уменьшение общих площадей, занимаемых наледями в пределах массива, от года к году и за 50 лет в целом, а также сокращение большинства индивидуальных площадей наледей за небольшим исключением в те же временные промежутки. Это было обусловлено уже упомянутым процессом отступления ледников Монгун-Тайги с последующем неоднозначным характером перераспределения стока в исследуемый период, влекущий за собой как положительные, так и отрицательные изменения индивидуальных площадей наледей в разные годы.

Литература

Монографии:

1. Алексеев, В. Р. Наледеведение: словарь-справочник/ В. Р. Алексеев ; отв. редакторы А. Н. Антипов, В. П. Мельников ; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т географии им. В. Б. Сочавы, Ин-т криосферы Земли, Ин-т криогенных ресурсов ТюмГНГУ и ТюмНЦ. — Издательство СО РАН, 2007. — 438 с.
2. Алексеев, В. Р. Наледи и наледные процессы. Вопросы терминологии и классификации / В. Р. Алексеев. — Новосибирск : Наука, 1978. — 188 с.
3. Алексеев, В. Р. Наледи / В. Р. Алексеев. — Новосибирск : Наука, 1987. — 260 с.
4. Алексеев В.Р., Фурман М.Ш. Наледи и сток. Новосибирск: Наука, 1976. 117 с.
5. Горный массив Монгун-Тайга/ К.В. Чистяков, Д.А. Ганюшкин, И.Г. Москаленко и др. Под ред. К.В. Чистякова. СПб.: «Арт-Экспресс», 2012. — 310 с., с илл.
6. Марков М. Л., Василенко Н. Г., Гуревич Е. В. Наледи зоны БАМ: Экспедиционные исследования. — СПб.: Нестор-История, 2016. — 320 с.
7. Аржакова, С.К. Зимний сток рек криолитозоны России: Монография. - СПб.; РГГМУ, 2001.-209 с .

Статьи в сборниках:

1. Панина Н.А. Максимальный сток рек Горного Алтая // Труды ГГИ. — 1966. — Вып. 134. — С. 233-265

Статьи в журналах:

1. Завадский Ф.Р. Динамика формирования наледей на территории Южной Якутии // Наука и образование. 2013. № 2. С. 36-40.
2. Алексеев В.Р. Влияние наледей на развитие русловой сети (наледный руслогенез). *Лёд и Снег*. 2013;53(4):95-106.
3. Алексеев В.Р. КРИОГЕНЕЗ И ГЕОДИНАМИКА НАЛЕДНЫХ УЧАСТКОВ РЕЧНЫХ ДОЛИН. *Геодинамика и тектонофизика*. 2015;6(2):171–224.
4. Алексеев В.Р. Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов. *Лёд и Снег*. 2016;56(1):73-92
5. Достовалова, М.С. Влияние метеорологических характеристик и геодинамической активности на режим образования гидрогенных наледей Горного Алтая / М.С. Достовалова, А.В. Шитов // Геориск. — 2011. — №4. — С. 36-43.

6. Шепелев В.В. О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей распространения наледей. *Лёд и Снег*. 2016;56(3):381-386

7. Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Попов В.Ф. Наледи: глобальное потепление климата и процессы наледообразования (ритмическая основа долгосрочного прогноза) // Вест. Якутского гос. ун-та. 2010. Т. 7. № 2. С. 40-48.

8. Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н. Современное состояние и динамика нивально -гляциальных систем массивов Монгун -Тайга и Таван -Богдо-Ола. *Лёд и Снег*. 2015;55(1):49-60.

9. Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В., Банцев Д.В. Современное оледенение хребта Чихачева (Юго-Восточный Алтай) и его динамика после максимума малого ледникового периода. *Лёд и Снег*. 2016;56(1):29-42

10. Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В. Современное оледенение хребта Цамбагарав (северо-западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода. *Лёд и Снег*. 2016;56(4):437-452

11. Шейнкман В.С. Оледенение Сибири и проблема пластовых залежей подземного льда // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 4. С. 527-542.

Тезисы докладов:

1. Алексеев В.Р. Криогенез и стадийность развития наледных участков речных долин // Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии: Материалы Междунар. науч. конф. Иркутск, 17-21 сентября 2012 г. Иркутск: изд. Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2012. Т. 2. С. 4-6.

2. Верхотуров А.Г. Наледи Забайкалья и их влияние на рельеф в условиях современных изменений климата // Рельеф и экзогенные процессы. гор. Иркутск, 2011. Т. 2. С. 63-66.

Фондовые материалы:

1. Ковальчук О.А. Наледи и русловые запасы льда Центральной части Восточного Саяна : Дис. ... канд. геогр. наук : 25.00.27 Иркутск, 2005. - 200 с.

2. Хертек Н.В. Проектирование туристского маршрута в Монгун-Тайгинском районе: Вып. квал. раб. бакалавра: 43.03.02 Кызыл, 2016. – 73 с.

Ресурсы сети Интернет:

1. <http://meteo.ru> - ВНИИГМИ МЦД, 10 февраля 2018

2. <http://gov.tuva.ru/region/msu/770/> - Сайт «Официальный портал республики Тыва»: Монгун-Тайгинский кожуун, 03 марта 2018
3. <https://www.usgs.gov/> - Сайт «U.S. Geological Survey», 01 апреля 2018
4. <https://www.marshruty.ru/> - Сайт «Маршруты.ру»: топографические карты района Монгун-Тайга